ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ISSN 1728–2713

ГЕОЛОГІЯ 55/2011

Засновано 1958 року

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations carried out by lectures and scientific researches of geological faculty, Kyiv Taras Shevchenko University.

For scientists, professors, aspirants and students.

Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 1 липня 2011 року (протокол № 12)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1–05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181–4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Баран А., Гейко Ю., Загнітко В.
Геологічна будова та особливості речовинного складу олівінових мельтейгітів Болярської дайки Волинький мегаблок УЩ) 4
Ремезова О.
Структурно-тектонічні фактори утворення титаноносних масивів габро Коростенського плутону 8
Куриленко В., Петрова Е., Гусиніна Т.
Вплив галокінезу на нафтогазоносність Дніпрово-Донецької западини 14
Бондар Ю.
Комплексна оцінка геоморфологічних і геоморфолого-стратиграфічних геологічних пам'яток Волино-Поділля 17

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Шумлянський Л.
Ізотопний склад гафнію в цирконах з анортозит-рапаківігранітних масивів Українського щита 21
Сьомка В., Бондаренко С., Степанюк Л., Грінченко О.
Мінералого-геохімічні особливості та вік торій-уранового зруденіння докембрію Українського щита 24
Костенко Н.
Петрохімічно-геохімічні дослідження гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита з метою уточнення породного наповнення їх комплексів 26
Гаценко В.
Геологычне положення метабазитів Чемерпільської структури серед базитових комплексів Середнього Побужжя 29
Веліканова О., Веліканов Ю.
Деякі геохімічні особливості і рудоносність ультрабазитів Девладівського масиву (Середнє Придніпров'я) 34
Паславська О., Сидоренко В.
Геохімія четвертинних відкладів Керченської протоки 35
Наумко І., Бондар Р.
Геохімічні передумови вуглеводнегенезу у метаморфічних комплексах Мармароського масиву (за флюїдними включеннями у мінералах) 38
Кузів Л.
Петрофізична оцінка ізолюючих властивостей провідних петротипів гранітоїдів Житомирського комплексу Волинського мегаблоку Українського щита 41

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Курило М.
Типи і рудоконтролюючі фактори розміщення золоторудної мінералізації Донбасу 43
Криницька М.
Нове в методах досліджень з виявлення перспективних покладів бурштину 46
Кравчинський Р.
Оцінка природно-ресурсного потенціалу Коростенського родовища підземних вод 49
Калашник Г.
Роль ювенільних джерел рудних компонентів в урановому рудогенезі Приазов'я 53

ГЕОФІЗИКА

Назаревич А.
Методико-апаратурні проблеми моніторингових геофізичних досліджень та шляхи їх розв'язання (на прикладі геофізичного сейсмопрогностичного моніторингу в Закарпатті) 57
Дубовенко Ю.
Відновлення потенціалу сили тяжіння за значеннями модуля його градієнта в задачі Алексідзе 61
Орищенко І.
Трансформації речовини Землі у результаті змінних енергообмінних процесів 65
Пігулевський П.
Особливості геологічної будови верхнього шару земної кори Південно-Східної частини УЩ 67

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Задвернюк Г., Кадошніков В., Злобенко Б.
Особливості поглинання неполярних вуглеводнів шаруватими силікатами у присутності води 72
Кураєва І., Самчук А., Яковенко О., Кисельов М., Філатов В., Дуброва Н., Войтюк Ю.
Горлівський хімічний завод як вогнище техногенного навантаження на навколишнє середовище 74

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Baran A., Geyko I., Zagnitko V.
Geological structure and characterstics of composition matter of olivine melteigite of Bolyarskiy dayke (Volyn megabloc of the Ukrainian shield) 4
Remezova O.
Structural-tectonic factors of formation of Korosten pluton's Ti-bearing gabbros 8
Kurylenko V., Petrova E., Gusynina T.
The influence of halokinesis on gas-and-oil presence of the Dnieper-Donetsk depression 14
Bondar Yu.
Integrated assessment of geomorphological and stratigraphic geological monuments Volyn – Podolia 17

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Shumlyanskyy L.
Hafnium isotopic composition in zircons from anorthosite-rapakivi granite massifs of the Ukrainian shield 21
Semka V., Bondarenko S., Stepanyk L., Grinchenko O.
Mineralogical -geochemical features and age of thorium-uranium mineralization in Precambrian of the Ukrainian Shield....24
Kostenko N.
Petrochemical and geochemical researches of granitoids of the Ros-Tikich megablock of Ukrainian Shield with a view to clarify the rock's composition of their complexes 26
Gatsenko V.
Position of metabasites of Chemerpil structure in row of the basite complexes of Middle Boug 29
Velikanova O., Velikanov Yu.
Geochemical features and ore-bearing of ultrabasic rocks of the Devladovo massif (Middle Pridniprovye) 34
Paslavska O., Sydorenko V.
Geochemistry of quaternary deposites of Kerch Strait....35
Naumko I., Bondar R.
Geochemical preconditions of hydrocarbongenesis in metamorphic complexes of the Marmarosh massif (with fluid inclusions) 38
Kuziv L.
The petrophysical appraisal of isolating properties the major zhytomyr granitoids types of the Volyn region of the Ukrainian Shield 41

MINERAL RESOURCES

Kurylo M.
The types and ore-controlling factors of localization of ore-gold mineralization in Donbass 43
Krynytska M.
New in the methods of researches from the exposure of perspective amber deposits 46
Kravchinskiy R.
Estimation of natural resources potential of the Korosten's underwaters deposit....49
Kalashnyk G.
Role of the juvenile sources of ore components in uranium ore genesis of Priazovye....53

GEOPHYSICS

Nazarevych A.
Methodical-apparatus problems of monitoring geophysical researches and ways of its solution (on example of geophysical seismoprognostic monitoring in Transcarpathians)....57
Dubovenko Yu.
Renewal of the attraction potential with value of module of its gradient in Alexidze's problem 61
Oryschenko I.
Transformations of the Earth matter as a result of the energy exchanging processes....65
Pigulevskyy P.
The features of geological structure of upper crust of South-East Ukrainian Shield....67

HYDROGEOLOGY, ENGENEERING AND ECOLOGICAL GEOLOGY

Zadvernuk G., Kadoshnikov V., Zlobenko B.
Features of absorption of nonpolar hydrocarbons by the stratified silicates in presence of water....72
Kuraeva I., Samchuk A., Yakovenko O., Kysylev M., Filatov V, Dubrova N.
Gorlivka chemical factory as a seat of the man-caused loading on environment 74

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551+552.33+549.6

А. Баран, асп., Ю. Гейко, гол. геолог,
В. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ОЛІВІНОВИХ МЕЛЬТЕЙГІТІВ БОЛЯРСЬКОЇ ДАЙКИ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

На Волинському мегаблоці Українського щита (УЩ) виявлено та вивчено нове тіло лужно-ультраосновних порід – олівінових мельтейгітів (Болярська інтрузія). За петрографічними, петрохімічними й геохімічними ознаками ці породи подібні до раніше виявлених лужних ультрабазитів мегаблоку, але мають і деякі особливості. Зокрема, в Болярській інтрузії виявлено мантійні ксеногенні мінерали, причому вперше в породах подібного типу – піроп та ксеноліти мантійних перидотитів. Це може свідчити про те, що зародження вихідної магми олівінових мельтейгітів відбувалось на глибинах більших, порівняно з аналогічними породами інших регіонів. Такі глибини, імовірно, близькі до формування кімберлітових магм, які вважаються найбільш глибинними продуктами верхньої мантії. Виявлена зональність у будові інтрузії пояснюється термодифузійним ефектом Соре.

In the Volhynia block of the Ukrainian Shield found out the new body of alkaline ultrabasite – olivine melteigite. After petrographic, petrochemistric and found out geochemical characteristics breeds similar to before found out the alkaline ultrabasites of blocke. In Bolyarskiy of intrusive found out mantle xenogenous minerals, thus first in the rocks of similar class of pirope and xenolithes mantle peridotites. It goes to show that initial magma of olivine melteigites was engendered on depths near to the generation of kimberlite magme and these breeds can be one of sources of dilatation of minerals-indicators of diamond in the sedimentary deposits of the probed territory.

Постановка проблеми та огляд попередніх досліджень. На Волинському мегаблоці УЩ в межах Новоград-Волинського блоку II порядку відомі Городницька і Глумчанська інтрузії якупірангіт-мельтейгітів та група дайок лужних ультрабазитів поблизу останньої. Вони порівняно добре вивчені й описані в роботах [1, 2, 4, 8]. Останніми роками виявлено ще одне тіло лужних ультрабазитів, назване Болярським. Перші дані про цю інтрузію приведені у роботах [6, 9].

Відомі лужні ультрабазити Волинського мегаблоку, в тому числі нещодавно виявлена Болярська дайка мельтейгітів, характеризуються специфічними мінералогічними, петрографічними й геохімічними особливостями. Зокрема в останніх вперше в породах цього типу були виявлені піроп і хроміт зі включенням олівіну, близького за складом до алмазної асоціаціїї, а також ксеноліти хромшпінелевих перидотитів, які не є характерними для мельтейгітів будь-яких інших регіонів світу. Крім того, статистика свідчить, що кожний десятий масив лужно-ультраосновної формації є родовищем тієї чи іншої корисної копалини. Тому кожне виявлене тіло порід цієї формації потребує уважного і об'ємного дослідження.

Геологічна будова Болярської дайки мельтейгітів. Дайка виявлена під час завірки магнітної аномалії у північно-східній частині Новоград-Волинського блоку II порядку, поблизу с. Болярка. Розташована поблизу перетину Покощівської зони дайок, яка є фрагментом Сарненсько-Варварівської тектонічної зони, і групи дайок діабазів північно-східного простягання, в 1,5 км на північний схід і 1,8 км на південний схід від них відповідно. Таким чином розташована в безпосередній близькості від вузла перетину двох зон розломів. За 8,4–10,5 км на північ-північний захід від інтрузії розташовані Малоглумчанські інтрузії і дайки лужно-ультраосновних порід, за 18 км на південний захід Городницька інтрузія мельтейгітів і за 9,4 км на захід Березниківські інтрузії слюдяних перидотитів.

Детальні наземні магніторозвідувальні роботи масштабу 1:2 000 з мережею спостережень 20х10 м були проведені на незначній площі, що оточує інтрузію (460х480 м). Безпосередньо тіло мельтейгітів приурочене до розлому північно-східного простягання і проявлене позитивною слабо магнітною аномалією інтенсивністю до 100 нТл. Всередині аномалії виділяється три епіцентри інтенсивністю 45, 85 і 95 нТл. Аномалія, викликана мельтейгітами, має видовжену форму, її розмір близько 450–500х70–120 м. Гіпабісальна інтрузія, швидше за все, має або різко видовжену, дайкоподібну форму з невеликими роздувами або ланцюжок трьох окремих зближених видовжених тіл з азимутом простягання біля 41° чи одне тіло розділене поперечними розломами на три частини. Кут падіння 82°. Магнітна сприйнятливість мельтейгітів коливається від 650 до $1900x10^{–5}$ од. СІ, густина 2,95–3,08 г/$см^3$.

Максимальна істинна потужність дайки складає 9 м. Потужність кори вивітрювання мельтейгітів – 1 м. В приконтактових частинах дайки присутні зони закалки, потужністю 0,05–0,25 м. В приконтактових частинах мельтейгіти збагачені тонкозернистим кальцитом. Контакти з вміщувальними породами чіткі, різкі, досить прямі. В межах інтрузії виявлено також ксеноліти хромшпінелевих перидотитів розміром до 1–2 см. Перидотити змінені, серпентинізовані, втім у них подекуди зберігається реліктовий олівін і піроксен.

Вмісні породи представлені гранітами біотитовими, сірими, темнувато-сірими, середньозернистими, зі вкрай нерівномірною текстурою – масивною, слабосмугастою, шліровою, поблизу інтрузії мельтейгітів несуть відчутні ознаки фенітизації. Зона фенітизації має потужність біля 2,5 м. Найбільш виразно вона проявлена в альбітизації польових шпатів та навколо зерен кварцу, на контакті його з зернами плагіоклазу, де під дією лужних флюїдів утворюються зонки, що складені альбітом, гранофіром та кварц-польовошпатової тонкозернистої маси. У кварці й новоутворених польових шпатах спостерігаються голочки й розетки сублужного амфібола (ріхтеріта?) й егірину. Подібні криптокристалічні агрегати формуються і навколо зерен напіврозкладеного біотиту, де вони складаються із променистого та віялоподібного безбарвного амфіболу, тонких лусочок новоутвореного біотиту, сфену, рудного мінералу, гранобластового агрегату зерен альбіту та кварцу. Всі ці утворення є продуктами кристалізації вторинного анатектичного розплаву на контактах між зернами при наявності лужного флюїду.

В роботі [1] на прикладі Глумчанських проявів лужних ультрабазитів було показано, що лужні ультрабазити Новоград-Волинського блоку II порядку можуть утво-

рювати ланцюжки магматичних тіл близького речовинного складу, які лежать в зонах тектоно-магматичної активізації північно-східного простягання з азимутом 32–34º і ці зони проявляються тільки при наземних детальних магніторозвідувальних зйомках масштабу 1:2 000, максимум 1:5 000. Подібне тектонічне положення мають лужні ультрабазити і на Болярській ділянці. Дайкоподібна інтрузія залягає в зоні північно-східного простягання, але з дещо більшим азимутом (41º), причому ця зона не проявляється в магнітних зйомках масштабу 1:25 000 і дрібніше. Зважаючи на подібність у заляганні Глумчанських і Боярських лужних ультрабазитів цілком логічно припустити, що після виконання детальних магніторозвідувальних робіт на північно-східному і південно-західному продовженнях Болярського розлому відносно дайки мельтейгітів можливе проявлення нових слабо інтенсивних позитивних аномалій, які відображатимуть інші прояви лужно-ультраосновного магматизму.

Петрографічна характеристика олівінових мельтейгітів. Дайка складена різною мірою амфіболізованими олівіновими мельтейгітами сіро-темно-зеленого до чорного кольору, переважно крупно-середньозернистими, рівномірнозернистими, масивними. Місцями порода суттєво амфіболова за складом. Порода змінена, головними породотвірними мінералами є клінопіроксени, магнезіальні й лужні амфіболи, олівін і нефелін. Олівін і нефелін звичайно заміщуються вторинними мінералами. Акцесорії представлені апатитом, ільменітом, сульфідами, хроммагнетитом, титаномагнетитом, сфеном, флогопітом, в одиничних зернах рутилом, цирконом. Сульфіди, в цілому, розподілені нерівномірно. В протолочних пробах діагностовано також хромшпінеліди, хромдіопсид, гранати, в тому числі піроп, ортопіроксен, високомагнезіальний олівін, ставроліт. Ці мінерали не характерні для лужно-ультраосновних порід в цілому і в даному тілі є ксеногенними мінералами, що підтверджено знахідками ксенолітів перидотитів та деяких інших сильно змінених порід у межах інтрузії.

Під мікроскопом структура породи переважно середньозерниста гіпідіоморфнозерниста реліктова з елементами псевдоморфного заміщення. Складена світло-зеленим амфіболом до 50–60 %, коричнювато-зеленою роговою обманкою (центральні частини зерен) 5–7 %, карбонат-тремоліт-серпентиновими псевдоморфозами по олівіну 10–20 %, флогопітом 5 %, клінопіроксеном 15–30 %, псевдоморфозами вторинних мінералів по нефеліну до 25 %, магнетитом до 2 %, хлоритом, апатитом, поодинокими кристалами апатиту.

Клінопіроксен утворює ідіоморфні призматичні кристали розміром до 2 мм по довгій осі, зерна блоковані, часто з двійниковою будовою. По зовнішньому контуру обростають тонкими оболонками синьо-зеленого амфіболу. В середині зерен та по тріщинах він заміщується роговою обманкою.

Амфібол представлений коричнювато-зеленою відміною, що обростає по контуру або повністю псевдоморфно заміщується зеленуватим та синювато-зеленим амфіболом. У вигляді пойкілітових включень в них спостерігаються реліктові призматичні зерна клінопіроксену, що заміщується агрегатами зеленої слюди, голчастого амфіболу, а також включення магнетиту й сульфідів.

В основній тканині породи, а також як пойкілітові включення в амфіболі, спостерігаються псевдоморфози, які розвиваються по олівіну і складені з тонколускатого агрегата світлого слюдоподібного мінералу (можливо прохлориту), волокнистого безбарвного та світло-зеленого амфіболу, кальциту, пеніну з каймою, збагаченою магнетитом. Залишок реліктів первинного мінералу не виявлено. Форма псевдоморфоз майже ізометрична, подекуди короткопризматична із шестикутним перетином.

Нефелін є ксеноморфним мінералом, заповнює інтерстиційний простір, сірий, середньозернистий, інтенсивно заміщується сплутановолокнистими чи лускатими агрегатами вторинних мінералів, зокрема цеолітів, шпреуштейну і канкриніту, але місцями зберігається і в незміненому вигляді. Розподілений досить рівномірно. Інтерстиційні виділення неправильної форми, іноді вміщують подовжено призматичні зерна клінопіроксену.

Ільменіт утворює як одиничні дрібні виділення неправильної форми так і зростки з лужним амфіболом і сфеном. Він представлений високомаргацевим (MnO 12,12–13,20), з низьким вмістом магнію і хрому, різновидом. Подібні йому Mn-ільменіти були встановлені раніше в фоїдолітах Городницькій інтрузії.

У будові дайки проявляється певна зональність, передусім у зміні структури і складу інтрузії по розрізу. В приконтактових частинах порода дрібно-середньозерниста. Ступінь амфіболізації поступово збільшується вверх по розрізу вертикальної свердловини досягаючи максимуму у верхній частині інтрузії.

У нижній частині тіла амфібол має бурувато-зелене й зеленувато-синє забарвлення. Діопсид звичайно зональний, іноді з аномальним інтерференційним забарвленням. Вміст псевдоморфоз по нефеліну складає 10–20 %, псевдоморфози по олівіну більше 5 %.

В середній частині інтрузії структура породи гіпідіоморфнозерниста. Діопсид більш ідіоморфний, зональний, по ньому розвиваються псевдоморфози амфібола переважно зеленувато-синього кольору. Співвідношення піроксена й амфібола 1,5:1. Вміст псевдоморфоз по олівіну складає 3–5 %. Саме в середній, внутрішній зоні дайкоподібного тіла поступово збільшується вміст нефеліну, досягаючи 24–25 %. Ця закономірність позитивно корелюється зі вмістом суми лугів – в центральній частині дайки їх вміст досягає максимуму 6,19–7,3 %.

У верхній частині інтрузії мельтейгіти сильно амфіболізовані. Вміст амфіболів досягає 70–80 %, вміст псевдоморфоз по нефеліну знову знижується до 10–20 %. Псевдоморфози вторинних продуктів по нефеліну розвинуті в інтерстиціях або утворюють гнізда в амфіболах. Амфібол утворює крупні виділення бурувато-зеленого кольору, навколо яких розвинуті облямівки й дрібні виділення зеленувато-синього амфібола. Іноді спостерігаються дрібні виділення кальцита, одиничні кристали апатиту, магнетиту і сульфідів.

Така зональність, з більш лейкократовою центральною частиною дайки і меланократовими приконтактовими частинами найімовірніше викликана термодифузійним ефектом Соре, згідно з яким більш тугоплавкі компоненти розчину накопичуються в зонах з пониженою температурою. В даному випадку це приконтактові, більш холодні частини інтрузії.

Деякі особливості петрохімічного складу олівінових мельтейгітів. Магнезіальність і загальна залізистість олівінових мельтейгітів, варіює у вузьких межах – 13,53–17,12 % і 8,62–9,88 % відповідно. Коливання інших петрогенних елементів також незначне (табл. 1), що є характерним для малопотужних тіл. Ці лужно-ультраосновні породи відносяться до K-Na серії. В них Na_2O значно переважає над K_2O, що обумовлено високим вмістом у породах Na-вміщуючих мінералів (нефеліну, амфіболів і клінопіроксенів), низьким вмістом флогопіта і K_2O в амфіболах (0,4–0,7 %).

Підвищений вміст SiO_2 в олівінових мельтейгітах, пояснюється, частково, низьким вмістом у них рудних і несилікатних (апатит, кальцит) мінералів. Крім того, не

виключається також деяка контамінація магматичних розплавів кислими породами.

Носієм хрому є головним чином діопсиди, в яких він ізоморфно входить у кристалічну гратку і де Cr_2O_3 складає 0,5–1,2 %, а також частково амфіболи і хромшпінеліди. Титан зконцентрований у клінопіроксенах (0,1–0,7 % TiO_2) і амфіболах (0,3–1,9 % TiO_2). Низький вміст CO_2 свідчить про низьку карбонатність породи [6].

Головними концентраторами титану в породі є амфіболи, ільменіт і титаномагнетит, а також піроксени. Незначний вміст титану в породі, порівняно з аналогічними породами інших регіонів світу, пояснюється невеликим вмістом рудних мінералів у породі.

Серед лужних ультрабазитів Новоград-Волинського блоку за вмістом кремнезему й суми заліза (табл. 2) мельтейгіти Болярської інтрузії найбільш близькі до мельтейгітів Городницької інтрузії, які є найбільш магнезіальними, висококальцієвими, з найменшим вмістом кремнезему, глинозему й титану породами, втім Болярські, як і Глумчанські, відрізняються від Городницьких вищим вмістом лугів. В цілому мельтейгіти всіх трьох інтрузій подібні за петрохімічним, геохімічним і мінеральним складом. У всіх інтрузіях виявлено хромшпінеліди мантійного типу. Дещо вищий вміст лугів і глинозему та нижчий MgO в Болярському та Городницькому тілах порівняно з Городницьким обумовлений, імовірно, дещо вищим ступенем амфіболізації порід в цих тілах. Те, що амфіболізація ультраосновних порід супроводжується деяким підвищенням вказаних компонентів, вказував ще О.Б. Фомін [5].

Болярські олівінові мельтейгіти разом зі спорідненими породами території відрізняються від лужно-ультраосновних порід інших регіонів більш високим вмістом SiO_2 і MgO, Cr та низьким вмістом Ti, P, Nb, Ta, U, Th, РЗЕ, Ba, Sr та інших елементів-домішок. Для вивчених порід характерний підвищений вміст акцесорного циркону. Вони є продуктами кристалізації примітивної магми, що відповідає за складом олівіновому меланефелініту. Вихідний розплав, утворений в результаті часткового плавлення хромшпінелевих й, імовірно, гранатових перидотитів без привносу найбільш несумісних елементів – Nb, Ta, РЗЕ, Th, U та ін. На користь цього свідчать знахідки у породах названих інтрузій ксеногенних хромшпінелідів, хромдіопсидів, піропу та ксенолітів перидотитів [6].

Наявність в лужно-ультраосновних породах Болярської інтрузії зон закалки, розеткоподібних зростань клінопіроксенів, парагенезису мінералів олівін+клінопіроксен+нефелін і дайкова форма тіла дозволяють вважати, що становлення інтрузії відбувалось в гіпабісальних умовах і вона порівняно мало еродована.

Ксеногенні мінерали олівінових мельтейгітів. В мельтейгітах Болярської інтрузії крім власних мінералів виявлено ксеногенні мінерали корового й верхньомантійного типів.

До корових належать гранати спесартин-альмандинового (MnO 8,6 %) і спесартин-гроссуляр-альмандинового (MnO 2,1–2,5 %, CaO 7,3–12,0 %) складу, а також біотит і ставроліт. Іноді в гранатах і біотиті спостерігались включення кварцу, ільменіту й магнетиту. Ці гранати й біотити за складом подібні таким із гранітоїдів, котрі прориває Болярська інтрузія.

Ставроліт встановлений у вигляді поодиноких овалізованих зерен розміром 0,2–0,3 мм. Він є ксеногенним матеріалом і потрапив з метаморфічних порід при укоріненні Болярської інтрузії.

Мінерали верхньомантійного типу представлені піропом, піроп-альмандином, хромшпінелідами, ортопіроксеном, магнезіальним клінопіроксеном і олівіном.

Гранати виявлені в поодиноких зернах. Найбільшу зацікавленість викликає піроп, виявлений С.М. Цимбалом, вперше в лужно-ультраосновних породах УЩ. Колір піропа рожевий, розмір близько 0,7 мм. Це уламок більш крупного зерна з виразними ознаками розчинення поверхні. Якщо виходити з того, що піроп знайдений у протолочній пробі монолітної повнокристалічної породи, яка не зазнала впливу гіпергенних процесів, то можна вважати, що скульптури розчинення на ній виникли під впливом високотемпературного лужно-ультраосновного розплаву. Дещо інші по морфології скульптури розчинення є також на поверхні гранатів спесартин-альмандинового і піроп-альмандинового складу. Піроп містить 2,1 % Cr_2O_3 і 4,3 % CaO. Судячи з хімічного складу він належить до парагенезису зернистих перидотитів з графіт-піропової фації верхньої мантії. Піроп-альмандин (MgO 5–8 %, Cr_2O_3 0,03 %) відноситься до еклогітового парагенезису верхньої мантії.

Ортопіроксен утворює зерна неправильної форми розміром до 0,6 мм, котрі мають реакційні контакти з лужними амфіболами, спостерігається у вигляді зростків з мало хромистим діпсидом або дрібних включень в останньому. За складом відповідає глиноземистому енстатиту і бронзиту (Al_2O_3 2,3–4,1 %, залізистість 10–14 %) з підвищеним вмістом CaO (0,3–1,0 %) і Cr_2O_3 (0,19–0,27 %). Він є продуктом дезінтеграції хромшпінелевих перидотитів верхньомантійного типу [2, 9].

Хромшпінеліди діагностовані головним чином у протолочних пробах у вигляді невиразно огранених кристалів розміром від 0,1 до 0,5–0,6 мм. Іноді спостерігались зростки двох кристалів. Їхня поверхня зазнала інтенсивного розчинення під впливом високотемпературного лужного розплаву, що призвело до розкриття шарів росту і формування горбистих скульптур і каналів травлення. Реакційна облямівка на хромшпінеліді зазвичай дуже тонка й складена хроммагнетитом з підвищеним вмістом MnO. Наявність реакційних облямівок свідчить про те, що хромшпінеліди тривалий час перебували в нерівноважних умовах з лужно-ультраосновним розплавом і по відношенню до нього є ксенокристалами. В них встановлені включення діопсида з підвищеним вмістом Cr_2O_3 (0,7–1,8 %) і Na_2O (1,3–1,8).

Хромшпінеліди за складом відповідають алюмохроміту і хроміту. Більшість із них має низький вміст Fe_2O_3 (0–3 %, зрідка до 5–6 %) і дещо підвищений – TiO_2 і NiO. На діаграмі MgO-Cr_2O_3 (рис. 1) вони попадають у поле хромшпінелідів мантійного типу (лерцолітового і дуніт-гарцбургітового парагенезису) і є, імовірно, реліктовими мінералами хромшпінелевих і піроп-хромшпінелевих перидотитів. З 16 проаналізованих зерен тільки 2 зерна з вмістом MgO 6,5 і 9,5 % відносяться до хромшпінелідів корового типу. Вивчені хромшпінеліди за складом подібні до таких з фоїдолітів Городницької інтрузії (різновид другий), котрі також вважаються ксенокристалами [8, 9].

Серед досліджених хромшпінелідів С.М. Цимбалом виявлений кристал хроміта (Cr_2O_3 60,3 %), склад якого близький до хромітів алмазної асоціації з кімберлітів і лампроїтів. У ньому розкрито включення високомагнезіального форстериту з вмістом 0,4 % NiO, ідентичного за складом олівінам-включенням у алмазах. Такий парагенезис мінералів дозволяє припустити, що вони є продуктом дезінтеграції дунітів алмазної фації. Таким чином, вихідний для Болярської інтрузії лужно-ультраосновний розплав міг утворитись у верхній мантії в області стабільності алмазу [9].

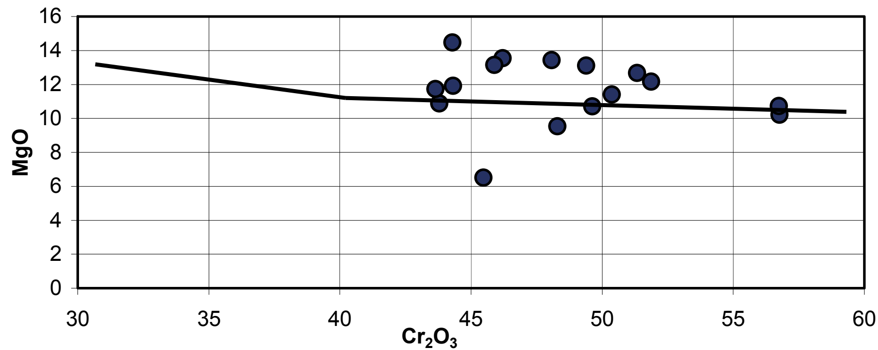


Рис. 1. Хімічний склад хромшпінелідів з олівінових мельтейгітів на діаграмі Cr_2O_3–MgO

Таблиця 1

Хімічний склад олівінових мельтейгітів Болярської дайки

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гл. м	43,35	47,6	53,7	58,2	63,5	37,0	48,0	49,0	51,0	58,3	59,0
SiO_2	48,28	44,47	43,70	45,37	43,06	42,06	41,90	42,76	45,52	44,36	44,10
TiO_2	1,14	0,65	0,60	0,56	0,72	0,64	0,64	0,59	0,55	0,61	0,56
Al_2O_3	20,05	10,36	11,27	9,21	11,02	11,37	11,37	10,33	8,81	9,85	9,34
Fe_2O_3	2,82	4,88	5,50	4,80	4,45	5,02	3,96	4,07	4,26	3,19	2,91
FeO	7,80	4,73	4,02	4,41	4,98	4,42	5,29	5,23	5,62	5,62	5,71
MnO	0,12	0,17	0,17	0,17	0,13	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16
MgO	4,90	14,14	13,53	15,48	14,56	15,42	14,60	15,16	17,12	15,12	16,32
CaO	1,03	9,55	8,68	11,42	11,02	9,36	9,95	10,00	7,49	10,78	12,52
K_2O	5,60	1,39	1,34	0,58	0,77	1,52	1,49	1,22	1,29	1,20	1,75
Na_2O	5,01	4,62	5,96	3,45	5,06	4,67	4,52	4,52	3,98	3,88	2,84
P_2O_5	0,080	0,15	0,15	0,066	0,089	0,22	0,18	0,18	0,15	0,12	0,12
SO_3	0,10	0,42	0,42	0,52	0,42	0,48	0,15	0,15	0,15	0,50	0,50
Cr_2O_3	0,046	0,15	0,15	0,14	0,093	0,12	0,12	0,12	0,14	0,09	0,09
NiO	0,010	0,029	0,034	0,037	0,022	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
CoO	0,0032	0,0062	0,0060	0,0067	0,006	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
впп	2,64	4,08	4,14	3,62	3,34	4,03	5,36	5,20	4,32	4,42	3,19
сума	99,65	99,80	99,67	99,53	99,73	99,64	99,74	99,74	99,67	99,65	99,86
CO_2	0,11	1,06	1,06	0,73	2,79						
H_2O	0,33	0,25	0,32	0,24	0,26	0,10	0,20	0,16	0,36	0,02	0,02
Sзаг	0,03	0,17	0,16	0,21	0,17						
F	0,20	0,10	0,09	0,05	0,05						

Примітки. Аналізи № 1–5– св. 904: 1 – ксеноліт біотит-плагіоклазового сланцю у вміщувальному гранітоїді; 2–5 – олівіновий мельтейгіт; аналізи № 6–11– похила св. 904В: 6, 8–11 – олівіновий мельтейгіт; 7 – катаклазований мельтейгіт потужністю 6–7 см. Аналізи виконані в ЦЛ ПДРГП "Північгеологія".

Таблиця 2

Середній хімічний склад якупірангіт-мельтейгітів Новоград-Волинського блоку II порядку

Назви інтрузій	Болярська	Глумчанська	Городницька
К-сть пр.	9	3	63
SiO_2	43,93	45,94	43,36
TiO_2	0,61	0,84	0,40
Al_2O_3	10,17	10,65	8,88
Fe_2O_3	4,34	6,38	4,37
FeO	4,97	3,30	4,8
MnO	0,16	0,16	0,18
MgO	15,21	15,40	16,68
CaO	10,09	8,27	13,95
K_2O	1,23	1,38	0,81
Na_2O	4,33	3,98	1,83
P_2O_5	0,14	0,171	0,112
SO_3	0,40	0,07	
Cr_2O_3	0,12	0,127	0,119
NiO	0,03	0,043	
CoO	0,0063	0,011	
впп	4,04	3,15	3,14
сума	99,78	99,86	99,76

Висновки. 1) В мельтейгітах Болярської інтрузії вперше в породах цього типу виявлено ксеноліти хромшпінелевих перидотитів, піроп і хроміт зі включенням олівіну, близького за складом олівінам-включенням у алмазах. Втім, в цілому, за петрохімічним і мінералогічним складом ці породи подібні до раніше виявлених лужно-ультраосновних тіл Волинського мегаблоку і належать до гіпабісальної фації магматизму. Виявлена зональність у будові дайки викликана ефектом Соре.

2) Наявність таких мантійних ксеногенних мінералів як піроп, висохохромисті хромшпінеліди, хроміт, олівін з підвищеним вмістом нікелю та ксенолітів перидотитів свідчать про те, що вихідна магма олівінових мельтейгітів зароджувалась на глибинах близьких до формування кімберлітових магм і ці породи, серед виявлених на теперишній час, разом з іншими подібними проявами (Городницький і Глумчанські) є найбільш глибинними магматитами Новоград-Волинського блоку II порядку. Це вказує на можливість присутності в межах блоку інших продуктів верхньої мантії, якими можуть бути різні види сублужних і лужних лампрофірів.

3) Вивлення інших проявів лужно-ультраосновного магматизму можливе на північно-східному і південно-західному продовженнях Болярського розлому за умови виконання там детальних наземних магніторозвідувальних робіт масштабу 1:2 000 і крупніше.

Подяки. Автори дякують за співробітництво В.В. Дроздецькому, який у свій час виокремив магнітну аномалію при завірці якої була виявлена Болярська інтрузія, за надані консультації С.Г. Кривдіку, який першим виконав петрографічну ідентифікацію досліджуваних порід як лужно-ультраосновних магматитів, а також С.М. Цимбалу і Г.Г. Павлову за численні поради і консультації.

1. *Баран А.М., Дроздецький В.В., Гейко Ю.В., Кривдик С.Г.* Оцінка ефективності детальних наземних магніторозвідувальних робіт на прикладі геологічної будови Глумчанської ділянки (Волинський мегаблок УЩ) // Вісник Київського університету. Геологія. – 2011. – Вип. 53. – С. 42–49. 2. *Гейко Ю.В., Приходько В.Л., Цимбал С.М., Баран А.М.* Лужно-ультраосновні породи Новоград-Волинської площі та їх ймовірний зв язок з кімберлітовим магматизмом // Коренные и россыпные месторождения алмазов и важнейших металлов: Тез. докл. междунар. научно-практ. конф., Симферополь-Судак, 15–21 сент. 2008 г. – Симферополь, 2008. – С. 13–15. 3. *Дубина О.В., Кривдік С.Г.* Ефект Соре в петрології магматичних порід // Мінералогічний журнал. – 2010. – Т. 32, № 4. 4. *Кривдык С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитообразования // Минералогический журнал. – 2004. – Т. 26, № 1. 5. *Фомин А.Б.* Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. – К., 1979. 6. *Цымбал С.Н., Гейко Ю.В., Кривдик С.Г., Баран А.Н., Цымбал Ю.С.* Болярковская интрузия щелочно-ультраосновных пород (северо-запад Украинского щита) // Актуальные проблемы Беларуси и смежных территорий: Труды междунар. науч. конф., Минск, 8–9 дек. 2008 г. – Минск, 2008. – С. 35–40. 7. *Цымбал С.Н., Шумлянский Л.В., Богданова С.В., Биллстрем Ш.* Щелочно-ультраосновные породы северо-запада Украинского щита: возраст, изотопия, геохимия // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Междунар. совещание, Донецк, 10–16 сент. 2007. – К., 2007. 8. *Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдык С.Г., Лабузный В.Ф.* Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Минералогический журнал. – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 61–80. 9. *Tsymbal S.N., Kryvdik S.G., Tsymbal Yr.S., Geiko Ju.V., Baran A.N.* Mineralogy of alkaline ultrabasic rocks in Bolyarka intrusion (North-Western area of the Ukrainian Shield) // Geochemistry of magmatic rocks: XXVI International conference school "Geochemistry of alkaline rocks", Moscow, Russia, May 11–15, 2009. – alkaline09.narod.ru.

Надійшла до редколегії 30.03.11

УДК 551.243;552.3(477)

О. Ремезова, канд. геол. наук, докторант

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНІ ФАКТОРИ УТВОРЕННЯ ТИТАНОНОСНИХ МАСИВІВ ГАБРО КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

Розглянуто приуроченість масивів титанононосних габроїдів до систем розломів Українського щита, зроблено висновок про провідну роль діагональної системи у становленні габроїдних інтрузій та відзначено роль ортогональної системи у формуванні тіл пізньої генерації та проявів постмагматичних флюїдів , які визначають певну геохімічну спеціалізацію інтрузій.

The papers deals with association of titanium-bearing gabbroidic intrusions with systems of faults of the Ukrainian shield the conclusion about leading hand of diagonal system of faults in formation of gabbroidic intrusions and the role of orthogonal system of faults in formation of massifs of latest generation and certain geochemical specialization of intrusion was noted.

В межах Коростенського плутону розташовано кілька титанононосних масивів габро. З ними пов'язані корінні родовища титанових руд, серед яких найбільше Стремигородське родовище (30,8 % запасів титану СНД). Титаноносні інтрузії приурочені до кількох систем розломів, розвиток та роль яких у становленні структурного плану Українського щита(УЩ) була різною. **Метою** даної статті було висвітлення ролі систем розломів у становленні титаноносних масивів габро та розподілу зруденіння в них. Слід зазначити, що розташування титаноносних габроїдних масивів поблизу розломів визначає як будову самих інтрузій, так і поширення титанової мінералізації в них. Автором під час роботи в Житомирській геологічній експедиції було досліджено та випробувано ряд титаноносних інтрузій габроїдів(Федорівська, Кропивенківська, Граби – Меленівська, Поромівська та ін.), складено кадастр родовищ і рудопроявів титану і фосфору в межах Коростенського плутону. В деяких з досліджених тіл спостерігається прямий зв'язок поширення титанової мінералізації з розташованим поряд розломом(наприклад, це властиве для Юрівського масиву). В інших перспективних об'єктах, розташованих поблизу тектонічних зон виявлено зміщення окремих блоків по розломах та здіймання, що обумовило складну форму геологічних покладів. При проведенні останніх досліджень з оцінки перспектив виявлення корінних титанових руд в Коростенському плутоні (90–і рр. XX ст.) перевага надавалась дослідженню концентричних структур(структур зсуву, котіння і скручування) [11,12], однак гіпотеза про зв'язок з ними титанової мінералізації не підтвердилася. Тому **проблемою** залишається вивчення взаємозв'язку поширення титаноносних інтрузій з розташуванням елементів тектонічної будови. Дослідження цих питань є актуальним, оскільки існують перспективи виявлення корінних титанових руд в межах Українського щита. де розривні порушення обумовлюють форму геологічних тіл, обводнення родовищ та інші їх характеристики, знання яких необхідне для освоєння цих об'єктів у майбутньому.

Аналіз публікацій. Уявлення про розломи УЩ та їхню роль у створенні рудоносних структур пройшли тривалий розвиток впродовж XX та початку XXI століть. Першою тектонічною схемою УЩ вважають схему магмотектоніки Української кристалічної плити, складену Д.М. Соболєвим у 1936 р. На ній основна увага приділялась показу складчастих структур, які виникли в епохи діастрофізму та відповідних їм магматичних утворень. Він звернув увагу на північно-західне простягання складчастості у бугитах і утвореннях дніпровського діастрофізму, а найбільш пізні дислокації проявили себе лише у вигляді розломів. З розломами він пов'язував утворення інтрузій габроїдів та рапаківі [13]. М.П. Семененко склав у 40–і роки тектонічну схему, де також розвиваються уявлення про розломи, що виникли після складчасто-інтрузивних систем та з якими пов'язане

укорінення великих плутонів габро-лабрадоритів, рапаківі та коростенських гранітів на Волині та в районі Сміла –Миргород, а також утворення лужних порід Приазов'я. Однак на карті ці розломи не були показані[10].

В.Г. Бондарчук виділяв в структурі УЩ три послідовно оформлені частини: Дніпровсько-Бузьку складчасту, Криворізьку (Саксаганську) складчасто-інтрузивну і Овруцьку зони. Він звернув увагу на те, що сучасна структура щита – це типова блокова структура. Окремі блоки мають дуже складну внутрішню будову. Ці блоки були переміщені і на різних рівнях зрізані денудацією. В.Г. Бондарчук пов'язував утворення масивів основних і ультраосновних порід з потужними вулканічним проявами, що відбулись на перших етапах геосинклінального розвитку. Ним же відзначені найдревніші ранньопротерозойські утворення меридіонального та субширотного простягань – Криворізький, Богуславсько-Первомайський, Житомирський та ін. з виникненням яких відбулась перебудова структурного плану тектонічного фундаменту. Вперше було показано зв'язок тектоніки з процесами магматизму, осадконакопичення, складкоутворення [1].

На основі матеріалів геолого-геофізичних досліджень 1955–65 рр. І.І. Чебаненко склав схематичну карту розломної тектоніки України, на підставі якої були зроблені висновки: серед регіональних порушень переважають прямолінійні форми розломів; середня довжина зон коливається в межах 100–250 км; ширина – в межах десятків метрів до десятків кілометрів. Також відзначено, що кути падіння зон є крутими – 60–80°, інколи вони розташовані майже вертикально. Також він виділив 8 систем розломів: дві- I категорії (35–45° та 305–315°), чотири- II категорії (15–25°, 65–70°, 280–290°, 335–340°) та дві- III категорії – (0–180° та 90–270°) [17, 18]. Г.І. Каляєв в основі структурно-тектонічного районування УЩ використав поділ розломів на різні категорії, виходячи з того, яку структурно-історичну роль відігравав той чим інший розлом. Таких категорій чотири: 1) ранньогеосинклінальні конседиментаційні глибинні розломи; 2) розломи, які виникли в орогенні та пізньоорогенні етапи і походження яких пов'язане з формуванням гранітних тіл, 3) розломи, утворені в умовах стійкої платформи і 4) пізні розломи, які утворились в умовах завершеної складчастості. Ці розломи створюють поділ УЩ на тектонічні блоки різних порядків. Автором до найбільш древніх ранньодокембрійських розломів віднесені розломи глибинного закладення – Сущано-Пержанський, Прип'ятський. Брусилів-Заліський. До середньо протерозойського часу належать, за його уявленнями, регіональні розломи переважно північно-східного простягання, до верхньопротеозойських – розломи, що утворили Овруцьку структуру [6].

Пізніше уявлення про системи розломів були розвинуті іншими дослідниками. К.Ф. Тяпкін та В.М. Гонтаренко виділили 6 систем розломів в межах УЩ: 0 і 270°, 17 і 257°. 35 і 305°. 45 і 315°, 62 і 332°, 77 і 247°. Ними була встановлена роль систем розломів в утворенні докембрійських геологічних формацій та показана єдність просторових закономірностей розміщення розломних структур на УЩ, Балтійському щиті, Воронезькому масиві, Анабарському щиті, на Уралі та Кавказі. Вони ж запропонували таку послідовність виникнення систем розломів:

1. 35 і 305°
2. 45 і 315°
3. 62 і 332°
4. 77 і 247°
5. 0 і 270°
6. 17 і 257°[14].

Л.С. Галецький та ін. на території України виділили геодинамічну систему з трьох наскрізних широтних мегаструктур, в межах якої концентруються більшість рудних родовищ та великих рудо проявів, утворення яких пов'язане з певними етапами тектоно-магматичної активізації. Вони фіксуються аномальними геофізичними, геохімічними і енергетичними полями, високою екзо- і ендогенною активністю, а також підвищеною сейсмічністю. Одним з енергетичних джерел періодичної тектоно-магматичної активізації є напруги, що створюються зміною ротаційного режиму планети. В результаті у виділених зонах, особливо співпадаючих з "критичними паралелями", існує високоградієнтне поле напруг, наявність якого є необхідною умовою самоорганізації і функціонування рудотворних систем. Основою цієї системи є наскрізні довгоживучі лінійні структури, що проникають через континенти і океани, мають протяжність тисячі кілометрів, шириною 50–100 км, які відрізняються підвищеною ендогенною і екзогеодінамічної активністю, високою і унікальною рудонасиченостію і тривалою історією розвитку – від верхнього архею до сучасного етапу.

Вони виражаються згущуванням субпаралельних розривних порушень, клавішних горст-грабенових структур і проявом глибинних геологічних формацій: базит-ультрабазитових, лужних і сублужних, лейкогранітових а також різноманітних метасоматичних утворень. В їх межах розташовуються найпродуктивніші рудні і нафтогазоносні райони, крупні і унікальні родовища різноманітних корисних копалин, перш за все руд кольорових, рідкісних і благородних металів. Виділяються діагональні і ортогональні системи вказаних геотрансів, але найбільш проявлені ортогональні системи і перш за все широтні зони.

Мегазони успадковано розвиваються у фундаменті і в осадовому чохлі, проявляючи ознаки тектоно-магматичної активізації від раннього протерозою аж до четвертинного часу, характеризуються підвищеною тектонічною порушеністю, вузловим характером активізації ендогенних процесів і пов'язаних з ними рудних об'єктів, для яких характерна комплексність, поліхронность, поліциклічность і зв'язок з різновіковими і різними по складу геологічними формаціями. В межах зон проявляється активізація мантії, що виражено як в аномальній поведінці межі Мохоровичича, так і в прояві глибинного магматизму з явно лужною спрямованістю [2].

Також в межах УЩ виділяються специфічні структури вищого порядку- шовні зони, утворені кількома глибинними розломами або обмежені глибинними розломами. Вони утворились на ранньому етапі на початку блокової подільності літосфери та розвивались у своєрідному геодинамічному режимі. На сучасному ерозійному зрізі вони мають складну шарувату складчасто-блокову будову, мають поліхронну металогенію. За останніми геофізичними даними, шовні зони простежуються на глині 300–800 км у мантії у вигляді швидкісних аномалій, розривів або ступенів у шарі Голіцина – Гейка. Шовні зони(а також Звіздаль-Заліський розлом) відзначені як зони високої проникності. Утворення таких структур пов'язане з ортогональною системою розломів.

Докембрійській палеогеодинаміці Українського щита присвячені роботи [4, 19], де розглянуто деструктивні процеси (1,8 млрд р.), з якими пов'язано укорінення ранніх фаз габро-анортозит-рапаківігранітних плутонів.

Останнім часом з'явились спроби створення єдиної моделі розвитку Землі, в якій знайшлося б пояснення процесів утворення розломів. Так, О.М. Ромашовим запропоновано модель, де основним процесом виступає охолодження Землі з поверхні та одночасний розігрів її внутрішнього об'єму(переважно за рахунок радіо-

активності). Ці процеси перетворили Землю в "космічну конструкцію", яка складається з двох основних елементів: зовнішньої твердої оболонки, товщина якої постійно збільшується, та внутрішньої мезосфери. представленої речовиною, що розігрівається та розширюється. Взаємодія внутрішньої оболонки та зовнішньої обумовлює циклічний (пульсуючий) режим розвитку Землі в цілому та її окремих ділянок. На думку автора, основними стадіями окремого циклу є:

- підвищення внутрішнього тиску(за рахунок охолодження з поверхні та внутрішнього розігріву), розтягнення оболонки та її руйнування;
- витискання внутрішньої речовини через зруйновану оболонку на поверхню та розвантаження мезосфери, тобто зняття надлишкового внутрішнього тиску;
- активізація процесу охолоджування (за рахунок виливу магм на поверхню), відновлення суцільності оболонки(результаті застигання розплавів) та збільшення її товщини;
- нове підвищення внутрішнього тиску за рахунок тривалого внутрішнього розігрівання і формування нової, більш товстої оболонки; тобто початок нового циклу.

При цьому утворення інтрузій пов'язується з плюмами, для яких характерним є витискання матеріалу, а не спливання.

Крім того, з цих позицій пояснюються процеси утворення родовищ корисних копалин. Руйнування оболонки на деякій ділянці – це розгерметизація внутрішнього об'єму підвищеного тиску, яка активізує процес розкладання речовини з утворенням флюїдів і забезпечує канали виходу для них. Резервуарами для цих флюїдів можуть бути як навколоземний простір, так і певні пастки. Останні виникають в результаті взаємодії динамопари під час застигання розплавів. Такі внутрішні верстви зруйнованих порід – це не тільки резервуари для акумулювання флюїдів, але й певні "магніти", що притягають флюїди до себе. Розущільнені об'єми є джерелами утворення флюїдів [9].

В роботах [3, 7, 15] розглянуті окремі аспекти приуроченості родовищ корисних копалин до елементів тектонічної будови, однак питання закономірностей розміщення титанових родовищ не розглянуті.

Викладення основного матеріалу. Таким чином, попередні дослідження були спрямовані переважно на дослідження закономірностей розташування систем розломів та взаємозв'язок з ними родовищ корисних копалин. Однак не було виконано досліджень, які б пояснювали роль тектонічного фактору у становлення титаноносних інтрузій габро в межах Українського щита.

Більшість титаноносних інтрузій габро розміщені в межах Коростенського плутону. Головна парадигма магматизму Коростенського блоку (II порядку) полягає в наступному. Магматизм в межах Коростенського плутону пов'язаний з колізією Сарматської та Феноскандійської плит, яка відбулась в період 1,9–1,78 млрд р. (фінальний етап колізії плит, який позначився на становленні структур і магматизмі північно-західної частини Українського щита, припадає на час 1,83–1,78 млрд р.). Цей процес супроводжувався не лише стисненням, а й розтягненням літосфери, котре на деякий час переривало тиск плит одна на одну, або відбулося одразу після їх об'єднання. З такими періодами розтягування пов'язане формування рифтогенних структур на Східноєвропейській платформі, прояви магматизму, відомі як північніше, так і південніше району Бергслагена(зона акреції двох мікроконтинентів: Бергслаген і Кейтеле) та в інших місцях [20]. Поблизу Коростенського плутону розташовано Волино-Двінський вулкано-плутонічний пояс.

В роботі В. Старостенко проаналізовано глибинну будову Українського щита і зроблено висновок про вплив зони зчленування Сарматії і Феноскандії на формування магнітних неоднорідностей в літосфері. З цією зоною пов'язано утворення розломів глибокого закладення і вище згаданого вулкано-плутонічного поясу. Земна кора в активізованих зонах розшарована, з подальшою диференціацією земної кори пов'язано формування анортозит-рапаківігранітних масивів [22].

Колізійні явища є передвісниками суперплюмового магматизму. На його існування опосередковано може вказувати підвищена залізистість порід коростенського комплексу, виявлені осередки коромантійної суміші під плутоном та західніше його. Збагачення магм на залізо відбувалось завдяки взаємодії на межі кора-мантія, де виникає плюм. Згідно останніх досліджень, механізм теплопередачі пов'язаний із спіновими переходами Fe на межі ядро-мантія. Збагачення на воду і формування флюїдопотоків також пов'язане з зоною колізії, де відбувається контактування з морськими водами нагрітого матеріалу. Флюїдопотоки концентруються на відповідних *PT*-рівнях і змінюють механічні властивості речовини. Такими рівнями є L та N горизонти верхньої мантії(відповідно під Північною Євразією вони розташовані на глибинах 80–100 і 180–240 км). Вони являють собою тонкі розшаровані зони із чергуванням високих і низьких швидкостей сейсмічних хвиль *Vp*. Присутність флюїдів фіксується за підвищеною електропровідністю [21]. Такі зміни речовини мантії обумовлені частковим плавленням і метасоматозом мантійного матеріалу завдяки присутності флюїдів, а розломи – своєрідний "спусковий механізм" цього процесу. На півночі УЩ такою складною геодинодинамічною системою є виділена Л.С. Галецьким Північно-Українська зона тектономагматичної активізації [2], до якої приурочені прояви формацій активізації(зокрема, лужно-гранітних, лейкогранітових, лужних метасоматитів з рідкіснометалевою та комплексною поліметалічною мінералізацією). Сущано-Пержанська зона також виникла в зв'язку з колізією вищезгаданих плит.

Регулятором флюїдопотоків є астеносфера, яка розглядається як саморегулююча система, процеси в якій обумовлені природним чином скомбінованими швидкостями привнесення речовини до покрівлі і відтоку у вигляді магм і надастеносферних флюїдів. Їх склад залежить від тиску на покрівлі астеносфери і концентрації компонентів у розплаві [5].

В таку схему укладається формування Коростенського плутону і подальший магматизм в межах його облямування. Слід зазначити, що лужність порід зростає у напрямку до зони колізії. У цьому напрямку спостерігається зміна формацій від габро-анортозитової, рудного габро, габро-сієнітової до сієнітової з граносієнітовими, сублужними і лужно-гранітними кінцевими членами.

Поєднання геодинамічних факторів, таких як колізійні явища, зміна режимів розтягування і стиснення на прилеглих територіях, надходження флюїдопотоків з мантії, обумовили зміну парагенезисів в бік збільшення лужності у напрямі на північ Коростенського плутону і далі до Північноукраїнської мегазони активізації.

В подальшому в межах Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів формувались специфічні рудоносні структури – розшаровані інтрузії. Тектонічний фактор, ймовірно, відігравав провідну роль у становленні інтрузій. Згідно досліджень Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна (2006), породи плутонів формувались в умовах меридіонального стиснення-субширотного розтягнення, відхилення від цих напрямів на 10–15°повязане з формування магматичних камер. Вони

утворювались внаслідок розсування стінок розломів та тріщинних зон, надалі відбувались процеси гравітаційної сегрегації, мали місце конвективні течії та накопичення кристалічного осаду на дні магматичних камер.

В більшості своїй розшаровані інтрузії габро приурочені до розломів певного орієнтування, "вузлів" перетину розломів, поблизу певних тектонічних центрів габро-анортозитових масивів, в межах яких формувались титаноносні інтрузії.

Стремигородське і Торчинське родовища розташовані в зоні Центрального розлому при перетині його з Йосипівською та Рівненсько-Черняхівською зонами. Тишівський і Меленівський рудопрояви також приурочені до Центральної зони, яка перетинається з Кіровсько-Кочерівською структурою(з нею ж пов'язаний Пінязевицький рудопрояв). Таким чином, Стремигородське родовище розташоване на перетині двох розломів, які належить до систем 45 і 315° та 0 і 270°. Згідно сучасних досліджень Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна НАНУ (В.І. Старостенко та ін., 2006) та уявлень К.Ф. Тяпкіна та В.М. Гонтаренка [14], діагональні розломи є більш древніми, ніж розломи системи 0 і 270°. Останні утворюють структури мегазон активізації. Тобто в таких випадках слід очікувати обробку флюїдами порід утворених інтрузій. Крім процесів сегрегації речовини в магматичних камерах, ці процеси дають певний внесок в розвиток зруденіння. Це з одного боку, переміщення окремих блоків і виведення на рівень ерозійного зрізу багатих відмін руд (Меленівський рудопрояв), розвиток по розломах кір вивітрювання з потужною титановою мінералізацією (Торчинське родовище) та прояв метасоматичної складової у формуванні зруденіння (Пінязевицький рудопрояв).

Мала інтрузія, з якою пов'язане зруденіння Стремигородського родовиша, має штокоподібну форму. В межах родовища розрізняють три групи порід: лейкократові, мезо- та меланократові. Вони також є природними відмінами апатит-ільменітових руд. Інтрузія має об'ємно-зональну будову: від периферії до центру та з глибини до поверхні лейкократові породи змінюються мезо- та меланократовими. Меланократові породи (плагіоклазові перидотити, троктоліти) тяжіють до центру інтрузії, поступово до периферії вони змінюються лейкотроктолітами, олівін-піроксеновим габро, габромонцонітами, монцонітами і габро-пегматитами. У Стремигородському родовищі фіксуються підвищені концентрації ванадію, скандію, фтору. Ільменіт та апатит є головними компонентами руд. Найбільш багатими апатит-ільменітовими рудами є руди центральної частини родовища: вміст TiO_2 6,9–8,14 % і 2,8–4,9 % P_2O_5, габроїди периферії містять відповідно 3,36–5,95, та 0,65–1,5 %, а андезиніти та габро-монцоніти периферичної зони – не більше 1 % TiO_2 та 0,5 % P_2O_5 . Вміщуючими породами інтрузії є габро-анортозити.

На думку Ю.І. Половинкіної, походження частини анортозитів пов'язане з метасоматичними процесами. Відзначено, що часто крупність зерен плагіоклазу збільшується внаслідок збиральної кристалізації, це збагачення відбувається пошарово і виникають смугасті габро-анортозити. Явища метасоматичної лабрадоризації відмічені в межах Корсунь-Новомиргородського плутону. В Коростенському плутоні відмічений поступовий перехід стремигородського габро в лабрадорит; це габро Ю.І. Половинкіна вважає анортозитизованим лерцолітом [8]. Також в межах Стремигородського родовища відзначні пегматоїдні відміни габро, що свідчить про насичення розплаву флюїдами, підживлення якими відбувалось за зонами розломів.

К.Ф. Тяпкін та В.М. Гонтаренко розглядаючи роль системи 0 і 270° у розміщенні докембрійських формацій відзначають те, що вони обмежують два блоки розташування плагіомігматитової групи формацій, а також зазначають, що розломи меридіонального напрямку позначають межі накладених (трогових) структур, заповнених флішоїдною групою формацій [14]. Зокрема, Звіздаль-Заліський розлом контролює області поширення сланцево-карбонатної формації (кочерівська світа тетерівської серії), і метабазит-сланцевої формації – віленська світа тетерівської серії і василівська товща), які просторово пов'язані з флішоїдною формацією. З цим розломом пов'язана однойменна дайка. До неї приурочене тіло титаноносних габро-діабазів.

Звіздаль-Заліська дайка простежується у вигляді широкої смуги від с. Малі Кліщі до с. Старе Шарно на відстані 40 км, ширина її коливається від 1,2 (на півдні) до 1,9 км (на півночі). Дайка являє собою єдине тіло з дуже крутим падінням на захід. Контакти інтрузивні. ускладнені наступними тектонічними порушеннями.

На тлі спокійного і однорідного магнітного поля, що відповідає рапаківіподібним гранітам Коростенського комплексу, Звіздаль-Заліська дайка за даними площинних геофізичних робіт вирізняється контрастною магнітною аномалією інтенсивністю 400–3000 гамм.

В гравітаційному полі вона чітко простежується лінійно витягнутою у меридіональному напрямку позитивною аномалією амплітудою 6–8 мгл на фоні негативного поля, яке створюється породами Коростенського комплексу. Складена дайка габро-діабазами, які в приконтактових частинах переходять у діабазові порфірити.

Макроскопічно габро-діабази являють собою темнозелену бо темно-сіру середньозернисту породу з добре помітними брускопоідбними лейстами плагіоклазу. Структура породи габро-діабазова, габро-офітова, офітова. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз (75–80 %), авгіт (15–20 %), олівін (5–8 %). Плагіоклаз (от андезину до лабрадору) представлений безладно розташованими, подовжено-призматичними брускоподібними зернами з високим ступенем ідіоморфізму, часто альбтизовані, сосюритизовані, пелітизовані. Інколи серед плагіоклазу зустрічаються невеликі скупчення дрібних зерен кварцу, а в зернах плагіоклазу – вростки авгіту подовжено-таблитчастої форми.

Цікавою особливістю породи є наявність в інтерстиціях плагіоклазу базальтової речовини, в різному ступені розкристалізлованої, заміщеної клінопіроксеном авгітового ряду. авгіт розвинутий переважно шляхом заміщення скупчень базальтового складу. Базальтові гнізда зазвичай складаються з лейст плагіоклазу. ураліту, рудного мінералу та клінопіроксену. Останній зазнав збиральної перекристалізації з утворенням крупних ідіоморфних зерен. В деяких випадках по базальтовій масі розвинутий олівін.

Піроксен (авгіт) спостерігається у вигляді ксеноморфних. рідше подовжених зерен світло-жовтуватосірого кольору, часто заміщених тонко лускуватим хлоритом. В значно меншій кількості присутній ромбічний піроксен (гіперстен). В зернах піроксену часто зустрічаються включення голчастих зерен апатиту та ільменіту.

Олівін зустрічається у вигляді реліктів зерен інтенсивно або повністю заміщених тальком, хлоритом, біотитом, тонковолокнистим амфіболом або рудними мінералами.

Акцесорні мінерали – апатит (2–3 %) у вигляді подовжено-призматичних кристалів та голчастих зерен світло-зеленого кольору. З рудних мінералів присутні ільменіт (3–5 %), пірит, гематит.

Ближче до контакту з гранітами породи переходять у діабазові порфірити. Контакт з гранітами нерівний, відзначено проникнення однієї породи в іншу. Часто в діабазових порфіритах зустрічаються ксеноліти гранітів.

Діабазові порфірити являють собою дрібнозернисту породу, поблизу контакту майже без порфіроподібних виділень, часто трахітоїдної або гранофірової структури. В результаті часткового розплавлення вміщуючих порід, вони часто пронизані гранофіровим матеріалом з прожилками і шлíроподібними виділеннями карбонату, дрібними голчастими кристалами ільменіту і апатиту. Гранофірова маса виповнює проміжки між породотвірними мінералами порфіритів.

Темноколірні мінерали майже повністю карбонатизовані лейкосенізовані, плагіоклаз окислений до олігоклазуальбіту, заміщений тонколускуватим мусковітом, епідотом, флюоритом, тонкозернистим кварцом та карбонатом.

В ряді свердловин (№ 1087 – гл. 123,0–124,5 м, 1090 – 94,4–35 м, 180,0–181,0 м, 182,3–182,4 м. 186,0–186,2 м) виявлено породи основного составу серед габро-діабазів. Основна маса породи від тонкозернистої до склоподібної. В породі нерівномірно розподілені короткотаблитчасті порфірові виділення плагіоклазу, що, ймовірно, є проявом калшпатизації. Ці прожилки нагадують дрібніші дайки.

Породи Звіздаль-Заліської дайки мають позитивну геохімічну аномалію на Ba, Pb, Be, Zr, Co, що свідчить про вплив тектоно-магматичної активізації.

Породи дайки характеризуються підвищеним вмістом Mg у фемічних мінералах, незначним вмістом Ca, превалюванням Na над K.

Вважається, що застигання порід дайки відбулось дуже швидко, і внаслідок цього розшарування тут не таке контрастне, як в інших тілах габроїдів. Зруденіння слід очікувати на значних глибинах. Враховуючи геохімічні особливості тіла та процеси диференціації, необхідно довивчити Звіздаль-Заліську дайку.

Певну геохімічну спеціалізацію має також Давидківський масив, який тяжіє до Кіровсько-Кочерівської тектонічної зони(системи 0 і 270°) на перетині Овруцької та Вільшанської западин.

В межах Давидківського родовища також зафіксовані заміщення олівіну магнетитом, хлоритом, тальком та серпентином, в породах спостерігаються явища калішпатизації, епідотизації, альбітизації (останні два процеси характерні для сієнітів та габро-сієнітів). В сієнітах та габро-сієнітах цього родовища виявлені значення деяких рідкісних елементів вище фонових рівнів, наприклад Y, Ce, La, Zr. Утворення магнетиту можна уявити, як процес зміни олівінів, при якому Fe^{2+} олівіну інтенсивно окислюється під впливом кремнезему з розплаву. Габроїди, збагачені на магнетит, характеризуються підвищеним ступенем окислення заліза.

Ці приклади показують вплив на формування порід розшарованих масивів Північноукраїнської мегазони активізації.

Досить цікавою є будова Меленівського рудопрояву, приуроченого до Центрального розлому (система 45 і 315°). В межах ділянки зона розлому представлена серією дайкоподібних, видовжених або ізометричних тіл кислих порід (граніти-рапаківі, граінти-апліти), паралельних північно-західному простяганню розлому.

Інтрузія має асиметричну будову, з південного заходу вона обмежена породами тіла рапаківіподібних гранітів та рапаківі. З північного сходу вона обмежена габро-анортозитами Чоповицького масиву.

Інтрузія являє собою овал еліпсоподібної форми протяжністю 11 км при ширині 4,6 км. Глибина, до якої вивчена інтрузія, – 632 м.

Внутрішня будова інтрузії дуже складна і в загальному випадку вона має пятичленну будову (з південного заходу на північний схід): габро-норити, габро-анортозити з прошарками і верствами анортозитів, норити, габро-анортозити, анортозити. Потужність пачок варіює в широких межах (від 100 до 1000 м) і в цілому більш витримані всі. крім першої – з південного заходу, яка під впливом гранітів рапаківі збережена фрагментарно. Південно-західне крило інтрузії дуже ускладнене пізніми дайками кислого складу, а всю центральну частину перетинає Злобицький розлом (частина тектонічної зони), залічений більш пізніми дериватами основної магми з утворенням дайкоподібного тіла габро-перидотитів з контрастним титановим зруденінням.

Для інтрузії характерним є низький вміст P_2O_5 (до 1 %), що пов'язано з тим, що значно частина інтрузії зрізана ерозією. У знижених блоках вміст P_2O_5 збільшується до 4,82 %.

В будові Меленівского тіла бере участь безперервний ряд порід основного складу від анортозитів до суттєво моно мінеральних плагіоклазових утворень. через габро-анортозити. лейко-мезо- і меланокаротові члени до піроксенітів та перидотитів. Між цими породами існують поступові переходи. Мінеральний склад їх змінюється при збереженні структурно-текстурних особливостей, тому часто контакти між ними умовні. Чітко виділяються лише дві групи – анортозит-габро-анортозитова і габро-норитова. Інколи породи першої групи збагачені на TiO_2 до 3–5 % при відносно низьких концентраціях P_2O_5 (0,2–0,3 %). Найбільш збагаченими на TiO_2 є меланократові породи (до 6–8 інколи до 10–11 % в габроїдах, особливо з піроксенітовими і перидотитовими прошарками), рідше – до 35 % у власне перидотитах і піроксенітах.

Меленівська інтрузія – це розшароване тіло. Положення перидотитів та піроксенітів в ньому залишається нез'ясованим. В одних випадках вони мають спокійні контакти з меланократовими габро-норитами або олівіновими габро-норитами і тоді є кінцевими членами диференційованого ряду. В інших випадках контакти з вміщуючими габро-анортозитами різкі, але не мають зон загартування і змін. Їх можна кваліфікувати як пізні вкорінення або жильні утворення, які виповнюють тріщини.

Юрівський масив габроїдів розташований в північно-західній крайовій частині Сущано–Пержанської тектонічної зони. За геолого–геофізичними даними він є клиновидним тектонічним блоком різко витягнутої форми з субмеридіональним простяганням. Зі сходу масив обмежений Юрово-Хочинським розломом (насувом), з нахилом у західному напрямі, а із заходу – Західно–Юрівським розломом вертикального падіння.

За даними Інституту геофізики НАНУ (В.І. Старостенко та ін., 2006), це – повний кінематичний аналог Немирівської зони на етапі закладання, яке відбулося у палеопротерозої, що видно з характеру динамометаморфізму порід житомирського комплексу (р. Уборть в районі м. Олевська, сс. Лопатичі, Хмільове та ін.) – динамометаморфічна смугастість, мігматизація, іноді бластомілоніти. Максимальна активізація Сущано-Пержанської зони відбулася наприкінці палеопротерозою (PR1–II) і супроводжувалася виверженням гранітів пержанського комплексу, які було піддано динамометаморфізмові підчас насуву з північного заходу на південний схід. Зона також активізувалася і у рифеї-венді.

Зафіксований у Сущано-Пержанській зоні насув під кутом близько 50º з північного заходу на північний схід скоріш за все є однією з структур, що виникли підчас колізії Сарматського і Феноскандійського сегментів Східно-Європейської платформи.

Юрівське тіло сформувалось на заключних стадіях становлення Коростенського комплексу. В плані має сигароподібну форму, розмірами 6х0,5–1,7 км, з Пн-Пн-З простяганням .Тіло круто падає на З-Пн-З (55–75°). Вздовж північної та центральної частин масиву простежена зона загартування потужністю 5–15 км у центрі і до 90 м на флангах родовища (рис. 1). В габроїдах зустрінуті ксеноліти граніту з ліловим кварцом, граніти частково ороговиковані. Контакт ускладнений зонами катаклазу і мілонітизації, в результаті чого породи інтенсивно розроблені і змінені. Складена ця зона долеритами і дрібнозернистим габро. Нижня частина масиву складені габро-анортозитами і лейкократовою товщею. В останній проявляється слабке розшарування. Зона представлена олівіновим габро та габро-анортозитами. Утворюються ритми, складені знизу вгору габро, габро-анортозитами, анортозитами. Часто диференційованість полягає лише у зміні зернистості. В будові виділяється також тонкорозшарована товща потужністю 170 м, яка характеризується чергуванням меланотроктолітів, троколітів, рудних перидотитів і габро-перидотитів, габро олівнових. габро-анортозитів, анортозит-пегматитів та габро пегматоїдного. Домінують мезо- і меланократові відміни з ільменітовою мінералізацією. Для цього масиву характерний особливий тип зруденіння – апатит-сульфідно-ільменітовий. Розподіл титанової мінералізації підкоряється впливу тектоніки (табл. 1):

Таблиця 1

Розподіл вмісту двоокису титану в Юрівський інтрузії в залежності від кута падіння розшарування

№ профілю	Кут падіння розшарування	Вміст двоокису титану по II рудній зоні
VI	56°	4.82%
2–IIa	55°	5.23%
III	57°	5.32%
I	57°	5.74%
II	64°	6.69%
V	68°	6.18%
IV	75°	6.19%
3–IIa	80°	6.37%

Найбільш потужні і багаті поклади формуються в центральній (положистій) частині тіла лополіту із зменшенням інтенсивності зруденіння до загнутих крайових частин. Якщо передбачити перекидання Юрівського лополіту на 70°, тоді можна пояснити такий розподіл вмісту двоокису титану.

На початковому етапі (рис. 1) Юрівське тіло являло собою лополіт, окремі зони якого ми спостерігаємо на заході тіла (меланократові породи) і сході (лейкократова безрудна товща). Така асиметрія виникла в результаті дії переміщень по тектонічних блоках в зоні Рудня-Хочинського розлому і ерозії, яка вивела на поверхню ці пачки.

В зоні розломів Володарськ-Волинського масиву, які утворюють його тектоноцентр, розташовані Поромівське, Кропивенківське, Видибірське та Федорівське родовища. Два останніх родовища розташовані на перетині з Тетерівським розломом, який належить до системи 45 і 315°, і частково – 62 і 332°.

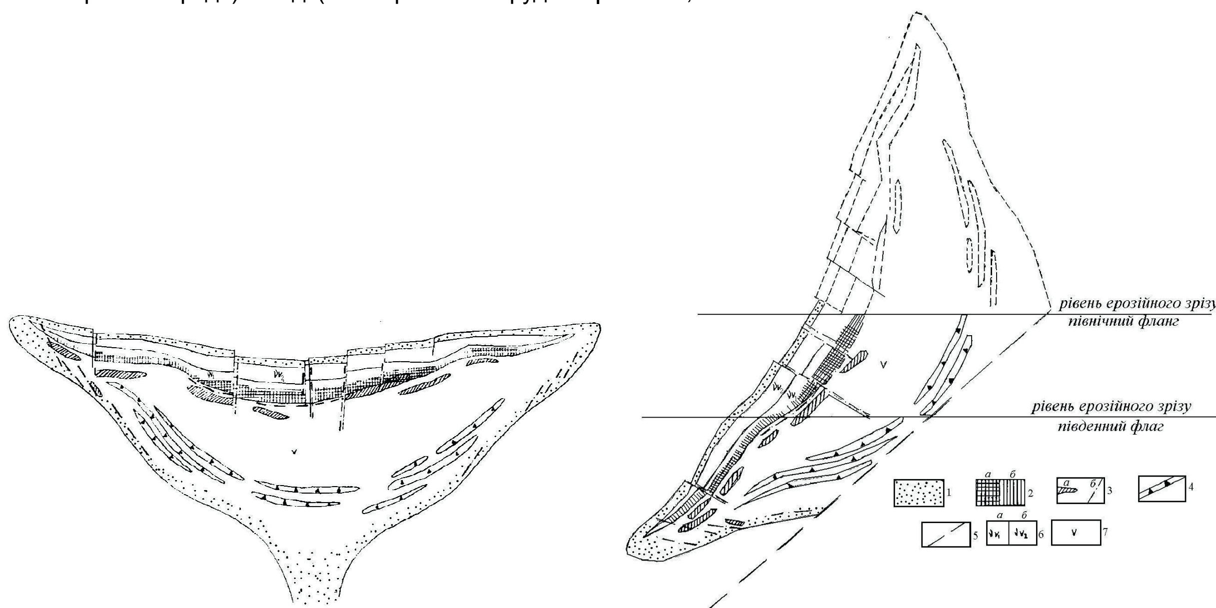


Рис. 1. Геологічна будова Юрівського титаноносного масиву габроїдів (за І.О. Зайонцем, 1985):
1 – зона загартування; 2 а – ділянки формування багатих руд; 2 б – ділянки формування бідних руд; 3 – жильні утворення: а – пегматити, б – дайки діабазів; 4 – ліквацїйні ільменіт-апатитові руди; 5 – Юрово-Хочинський розлом; 6 – західна рудна зона:а – тонкорозшарована меланократова товща, б – розшарована меланократова товща; 7 – східна безрудна зона. Верхній малюнок показує будову інтрузії у розрізі, нижній–у плані

Висновки. Більшість титаноносних інтрузій та дайок габроїдів пов'язані з ортогональною та діагональною системами розломів, які існували тривалий час в геологічній історії. Вплив цих структур проявлявся в геохімічній спеціалізації та за геофізичними полями. Їх утворення пов'язане з проявами ранньо-та середньопротерозойської тектоно-магматичної активізації.

До більш давньої системи 45 і 315°приурочена значна частина тіл титаноносних габроїдів. Для цих тіл характерна незначна обробка флюїдами, що показують дані описів шліфів та геохімічні дані. При перетині цих тіл розломами ортогональної системи характерна спеціалізація на ряд рідкісних елементів, як це проявляється у геохімічній спеціалізації Давидківського та Володарсько-

го (Приазов'я) масивів, Звіздаль-Заліської дайки. Ці розломи належать до єдиної геодинамічної системи, яка пов'язана з проявами тектономагматичної активізації. Згідно з працями Л.С. Галецького [2, 3], простежуються закономірності розподілу рудної речовини в межах меридіональних та субширотних зон розломів, що визначається тектонічним режимом закладання і розвитку систем розломів цих напрямків. Розломи субширотного напрямку є каналами постачання флюїдів, діагональні обумовлюють перерозподіл рудної речовини. Тіла титаноносних габроїдів пов'язані перш за все з вузлами перетину розглянутих систем розломів, що визначає наявність в них багатого промислового зруденіння (Стремигородське корінне, Торчинське залишкове родовище).

Хоча Східно-Європейська платформа належить до стабільних структур, для неї характерним є прояв розломно-блокової тектоніки, "вібруючої" тектоніки. Основні тіла габроїдів утворились в зв'язку з проявами діагональної системи (більш древньої), роль ортогональної системи полягала як в утворенні окремих тіл, так і в подальшій їхній обробці постмагматичними флюїдами. Вплив цієї системи розломів проявляється у наявності концентрацій, що перевищують фонові, ряду елементів у масивах (Ba, Pb, Be, Zr, Co та ін.), ознак вторинних процесів(хлоритизація, сосюритизація, серпентинізація, облужування тощо)

Згадана послідовність утворення систем розломів та прояви "вібруючої тектоніки" узгоджуються з моделлю О.М. Ромашова [9] та описані в роботах К.Ф. Тяпкіна зі співавторами [14–16].

В Юрівському масиві встановлений особливий тип розшарування – поєднання тонко розшарованої товщі з чергуванням меланотроктолітів, троколітів, рудних перидотитів і габро-перидотитів, габро олівнових, габро-анортозитів, анортозит-пегматитів та габро пегматоїдного з більш грубим розшаруванням у розрізі та в плані. Спостерігається вплив розломних зон на розподіл рудної мінералізації в титаноносних розшарованих інтрузіях габро: в залежності від кута падіння розшарування, змінюється вміст двоокису титану (Юрівський масив). Для цього ж масиву характерна наявність сульфідної мінералізації.

Переміщення блоків по розломах призводило до піднесення і виведення на поверхню окремих частин масивів та їх глибшого ерозійного зрізу (Юрівський та Меленівський масиви).

Врахування цих закономірностей дозволяє переглянути перспективність деяких тіл на знаходження багатого титанового зруденіння (Меленівський, Поромівський та деякі ін. рудопрояви) та застосовувати виявлені закономірності при освоєнні родовищ Волинського титанносного району(характеристика розподілу рудної мінералізації, обводнення, зони метасоматичної обробки тощо).

1. *Бондарчук В.Г.* Геологічна будова Української РСР. – К., 1963. 2. *Галецкий Л.С.* Планетарная геодинамическая система сквозных рудоконцентрирующих мегазон активизации – Геотранс // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектоно-магматической активизации. – К., 2008.- С. 47–51. 3. *Галецький Л.С.* Причини розміщення родовищ та рудопроявів в шовних зонах Українського щита / Л.С. Галецький, О.В. Орлінська, Д.С. Пікареня та ін. // Геол. журнал. – 2010. – № 2. – С. 14–20. 4. *Глевасский Е.Б., Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журнал. – 2000. – Т. 22, № 2/3. – С. 77–91. 5. *Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л.* Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. – 1990.- № 9. – С. 1263–1276. 6. *Каляєв Г.І., Крутиховська З.О.* Тектоніка Українського щита. – К., 1972. 7. *Костенко Н.М.* Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол.журн. – 1991. – № 6. – С. 12–23. 8. *Половинкина Ю.И.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II: Изверженные породы. – М., 1966. 9. *Ромашов А.Н.* Планета Земля: тектонофизика и эволюция. – М., 2003. 10. *Семененко М.П.* Струкутра Українського кристалічного масиву // Геол. журнал. – 1948. – Т. IX, Вип. 3. – С. 10–24.11. *Слензак О.И.* Локальные структуры зон напряжений докембрия. – К., 1984. 12. *Слензак О.И.* Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. – К., 1972. 13. *Соболев Д.Н.* О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты // Пробл. сов. геологии. – 1936. – № 9. – С. 786–806. 14. *Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н.* Системы разломов Украинского щита. – К., 1990. 15. *Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М., Тяпкин О.К.* Роль разломов тектоносферы в структурообразовании и размещении полезных ископаемых // Геол. журн. – 2010. – № 2. – С. 7–13. 16. *Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М.* Новая ротационная гипотеза стуркутрообразования и ее геолого-математическое обоснование. – Донецк, 2009. 17. *Чебаненко И.И.* Основные закономерности разломной тектоники Украины. – К., 1963. 18. *Чебаненко И.И.* Схема разломной тектоники Украины // Докл. АН СССР. – 1966. – Т. 167, № 2. -С. 406–408. 19. *Glevassky E.B., Glevasska A.M.* The Ukrainian shield: Precambrian regional structure and paleogeodynamics // Mineralogical journal. – 2002. – Vol. 24, No. 4. – P. 47–57. 20. *Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A.* Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes: Special issue for 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, 6–14 August 2008. 2008. – Vol. 31, No. 1. – P. 20–28. 21. *Pavlenkova N., Pavlenkova G.* Siesmic structure of the upper mantle and problems of geodynamics. // Geophysical journal. – 2010. – Vol. 32, No. 4. – P. 129–131. 22. *Starostenko V.I., Pashkevych I.K., Kutas R.I.* Deep-seated structure of Ukrainian shield // Mineralogical journal. – 2002. – Vol. 24, No. 2\3. – P. 111–121.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 556.243. (447)

В. Куриленко, наук. співроб., Е. Петрова, наук. співроб., Т. Гусиніна, гол. спец.

ВПЛИВ ГАЛОКІНЕЗУ НА НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ДНІПРОВО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

Подано опис галокінезу як твердої течії солі, до якого можна застосувати поняття в'язкості та реїдності. Висока пластичність і низька щільність солі є причиною конвективної нестійкості осадочної товщі, що веде до утворення соляних структур. На течію солі впливають вібраційні сили та глибинні флюїди. Галокінез верхньодевонської солі контролює структурний план надсольових відкладів і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецької западини.

The description of galokinesis as a solid flow of salt is presented and notion such terms as viscosity and rheidity. High plasticity and low salt density are the reason of convective instability of sedimentary bulk. Vibration forces and deep fluids influence on the salt flows. Galokinesis of upper-Devonian salt governs the structure map of oversalt deposits and oil-gas content of the Dnieper-Donetsk depression.

Вступ. Галокінез обумовлює особливий вид складчастості нагнітання – соляний діапіризм. Складки, викликані і ускладнені соляним діапіризмом, широко поширені в багатьох нафтогазоносних басейнах світу, у тому числі і в Дніпрово-Донецькій западині (ДДЗ). В ядрах переважної більшості антиклінальних складок ДДЗ знаходиться сіль, і з такими складками пов'язані склепінні пастки вуглеводнів (ВВ), найрізноманітніші за будовою і об'ємам запасів нафти і газу в них. Звідси науково-практичний інтерес до механізму формування цих складок, оскільки розуміння процесів і особливостей соляної тектоніки сприяє більш якісному моделюванню геологічних об'єктів, підвищенню ефективності пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ.

Постановка задачі. Дослідження закономірностей розвитку галогенних утворень і пов'язаної з ними соляної тектоніки в нафтогазоносних басейнах має принципове значення, оскільки солі забезпечують необхідні і достатні умови для формування і збереження промислових скупчень ВВ. Проблемі соляного тектогенезу присвячена безліч публікацій. Найзначущими вважаються монографії В.І. Китика [4; 5] і В.І. Созанського [10].

При роботі над проблемою соляного тектогенезу виникають питання, які становлять актуальний науково-практичний інтерес. Зокрема, яка кінематика перебігу соляних мас, як впливає інтенсивність галокінезу на нефтегазоносність і ін. Саме цим двом аспектам присвячено дійсне повідомлення.

Матеріали і методи досліджень. Використані геофізичні (сейсмостритиграфічні побудови В.А. Рідколіса, М.Т. Турчаненко і С.Н. Стовби вздовж регіональних сейсмічних профілів МСГТ), матеріали і результати бурових робіт в районі Синевського соляного штоку (Гадяцька і Колесниківська площі), а також Атлас родовищ нафти и газу України [1]. Як приклад "перетоку" солей і формування соляного штоку наведений фрагмент сейсмічного профілю Великая Богачка-Синівка і відповідні їм палеопрофілі (рис. 1) та таблиця, що ілюструє зв'язок між інтенсивністю галокінезу и обсягами добутих запасів ВВ, що є результатом спеціального дослідження.

Опис галокінезу. Соляний тектогенез є особливим видом діапірової складчастості. Його специфічність зв'язана з тим, що перерозподіл і підйом соляних мас, прорив їх крізь вищерозташовані відклади сприяють не тільки висока пластичність солей під тиском, але і інверсія густини: у солей вона в середньому складає 2,2 г/см^3, у перекриваючих їх навіть малоущільненних піщано-глинистих породах порядка 2,5–2,6 г/см^3. "Течія" солей починається при потужності перекриваючих відкладів 600–1000 м; на цих глибинах виникають необхідні градієнти густини і літостатичні тиски [11].

Через фізичний принцип конвективної нестійкості відбувається "спливання" відносно легких солей, а більш щільні породи опускаються донизу, займаючи простір, що звільнився. Така обмежена конвекція, з відсутністю завершеності циклу кругообігу речовини і енергії, названа **адвекцією** [3].

У процесі руху сіль деформує надсольову товщу з інтенсивністю, що прямо залежить від об'єму соляної маси і перекриваючих відкладів. Утворюється морфоструктурний ряд соляних структур від "подушок" і куполів до соляних штоків і валів. Соляна маса може піднімати і проривати надсольові відклади, якими б потужними вони не були. Відомі соляні штоки у вигляді стовпів, що піднялися з глибин до 9 км (Прикаспійська западина) і до 14 км (Мексиканський басейн), а також сферичні окремості, що відірвалися при підйомі вгору від материнського масиву. При достатній площі соленакопичення діапірові куполи групуються у кільця і багатокутники, формуючи гексагональні просторові "гратки" [6, 12]. Утворені "чарунки" мають горизонтальні розміри, які залежать від товщини шарів, що беруть участь в галокінезі шарів.

Течія солі – складний реологічний процес. За нашими уявленнями, в соляному тілі під впливом тривалих зовнішніх навантажень і внутрішніх напруг відбувається перервно-безперервний релаксаційний процес перебудови його структури, що полягає в поєднанні пружної, пластичної і розривної деформації кристалів і власне пластів солі. Гіпотеза дислокацій пояснює пластичні деформації в солях як перебудову і відновлення кристалічних граток через рекристалізацію, після якої внутрішні динамічні напруги в кристалі зникають і в ньому відновлюються первинні механічні властивості [5].

До недавнього часу переміщення речовини при галокінезі розглядалося як суцільна або пошарова течія соляних мас, у тому числі і по площинам ковзання. С.Б. Шехуновою і Д.П. Хрущовим [13] розроблена сучасна модель галокінезу, згідно якої у соляній масі виникають зони (канали) течії, які розвиваються у площині зісковзування. у зонах течії виділяють пластичні (в основному) і крихкі деформації, а також міжзернове проковзування і рекристалізація. Із розвитком крихких деформацій з'являються площини зісковзування, де міжзернове зісковзування стає домінуючим. Формуються перервно-безперервні поверхні ковзання, що розділяють соляний масив на структурні елементи, які, у свою чергу, рухаються відносно один одного із різним швидкостями [14]. Автори повністю солідарні з цією концепцією.

Здатність гірських порід "текти" в твердому стані оцінюється **реїдністю** – часом повної перебудови кристалічних граток. Реїдність льоду, наприклад, вимірюється тижнями, тобто співставна з мільйоном секунд (10^7 с), гіпсу – близько 10 р. (10^8 с). Підхід реології до геологічного середовища дозволяє вважати її "в'язкою рідиною", оскільки період релаксації більшості гірських порід несумірно менше тривалості тектонічних деформацій (10^9 –10^{11}с проти 10^{12} –10^{14}с) [2, 9]. Оскільки гірські породи здатні "текти", то до них застосовано поняття в'язкості – властивість мінералів **чинити опір** зміні форми і структури під впливом зовнішніх навантажень і власної ваги.

Течія солей – процес нерівномірний по розрізу соляного масиву: від практично недеформованих ціликів (в них зберігається горизонтальна або слабопорушена шаруватість) до зон "псевдоламінарної течії" з прошарками мілонітизованих і щільних гранульованих солей. Інтенсивність галокінезу різко змінюється на невеликих відстанях – десятки і сотні метрів [11], що здається парадоксальним уявленням про нагнітання. Ймовірно, розвантаження напруг і відповідний їй перетікання солей відбуваються у вузьких зонах прориву, а не по всьому соляному масиву.

На течію солей активну дію спричиняють їх мінеральний склад, а також високотемпературні глибинні флюїди (гази, розсоли, гідротермальні води). Розбавляючи гранично насичені міжкристалічні розчини, ці флюїди стимулюють процеси розчинення солей і послаблення кристалічних зв'язків. Вони зменшують густину солей, тим самим збільшуючи градієнт густини і прискорюючи адвекцію, відіграють важливу роль в процесі мілонітизації порід, змочуючи і розділяючи соляні зерна, розчиняючи і згладжуючи нерівності поверхонь, які труться. Проникаючи під натиском в тріщинуваті зони, вони здійснюють гідророзрив соляного пласта. Флюїди є активними теплоносіями, а збільшення теплового потоку і прогрівання соляної маси також покращують пластичні властивості солей [5]. Вміст флюїдів може бути настільки значним, що після їх дифузії відбувається просідання соляного масиву, утворюються так звані "деградуючі штоки". Зрозуміло, в деградації штоків грає свою роль і вилужування солей.

У числі причин, що виводять сіль з рівноважного стану і викликають їх течію, назвемо високочастотні вібраційні дії космічних сил, викликані обертанням Землі і гравітаційним тяжінням Місяця, Сонця і планет Сонячної системи. З безлічі ефектів, що виникають при вібрації, окрім пружних деформацій, відзначимо віброреологічні, які мають пряме відношення до галокінезу: зміна властивостей реологій речовин, а також виникнення інтенсивної механічної взаємодії між частинками багатокомпонентних сумішей і активізація хімічних реакцій, ефекти вібраційного переміщення, перебудова коливальних систем із зникненням колишніх і появою нових положень рівноваги. Виведенню солей з пластового стану сприяє також явище **стомлюваності** матеріалу.

Відомо також, що Земля в цілому і її складові частини, як фізичні тіла, володіють власною частотою, і якщо

частота зовнішніх дій співпадає з власною, то виникає явище **резонансу**, що приводить не тільки до руйнування цілісності фізичного тіла (виведенню солі із стабільного пластового стану в текучий), але і до організації речовини в новому порядку.

Течія солей може супроводжуватися автоколиваннями – незгасаючими коливаннями, які підживлюються зовнішнім джерелом енергії неколивної властивості (в даному випадку тиском надсольової товщі). Сукупною дією перерахованих явищ і ефектів ми пояснюємо течію солей і впорядковане розташування соляних структур у вигляді регулярних симетричних геодинамічних систем, описаних в роботі [6].

Галокінез в Дніпрово-Донецькому соленосному басейні. Тут відомі дві товщі верхньодевонських і одна товща нижньопермських солей. Домінуючу роль у формуванні структурного плану кам'яновугільних і мезозойських відкладень зіграла "нижня верхньодевонська сіль". Рух соляних мас і формування структурного плану надсольових відкладів носили циклічний характер. Кожний цикл відбувався у дві фази – першу, відповідну опусканню регіону, накопиченню в його межах опадів і повільному зростанню соляних структур, і другу, яка відповідає регіональному підйому і поштовху в зростанні цих структур [4]. Про циклічне зростання соляних піднять говорить те, що сіль в одних випадках тільки підняла надсольові відклади, утворивши "соляні подушки" (криптодіапіроїдні складки), в інших – прорвала надсольові відклади до певного стратиграфичного рівня (криптодіапірові складки) і навіть вийшла на сучасну денну поверхню (діапірові складки з відкритим ядром протикання – соляні штоки в чистому вигляді). В криптодіапирових складках основними стратиграфічними рівнями зупинки солі є: між девонськими і кам'яновугільними (D/C), пермськими і мезозойськими (P/MZ), мезозойськими і кайнозойськими (MZ/KZ) відкладами. Відповідно, виділяють 4 основні структурні поверхи: надсольовий верхньодевонський, кам'янновугільно-нижньопермський, мезозойський і кайнозойський.

Наочне уявлення про геологічну обстановку дають палеопрофілі з лініями приведення, приуроченими до поверхонь структурних поверхів. На рис. 1А показаний фрагмент регіонального сейсмостратиграфічного профілю на ділянці Гадяцькій і Колесниківській структур, а на рис. 1Б і 1В – палеопрофілі з лініями приведення до покрівлі нижньопермських і верхньодевонських відкладів. Як випливає з побудов, Колесниківська структура є криптодіапироїдною складкою, Гадяцька – криптодіапировою. Добре видно, що на місці Синівської мульди існувала соляна подушка, сіль якої "перетекла" в Синівський шток протягом тріасового періоду. Оцінена швидкість перебігання солі: 110–150 м/млн р.

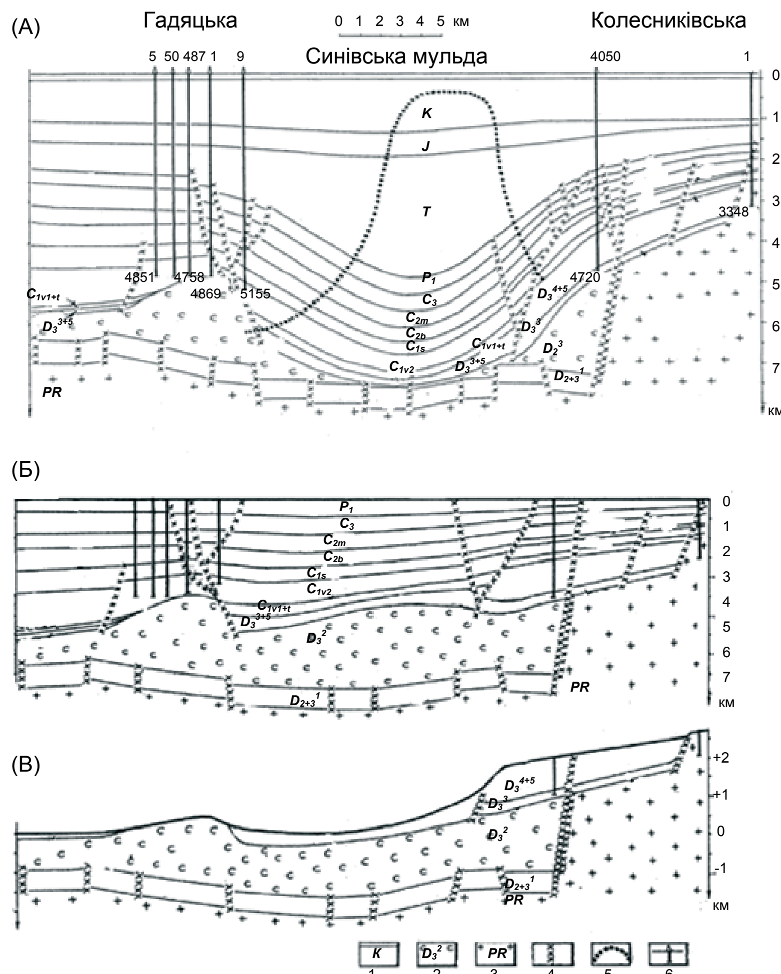


Рис. 1. Сейсмостратиграфічний розріз через Гадяцьку і Колесниківську структури та Синівську мульду (А) Палеогеологічні профільні розрізи на початок тріасового (Б) і девонського (В) періодів:
1 – осадові породи і їх стратиграфічні індекси: K, J і T – крейдова, юрська і тріасова системи, P_1 и C_3 – нижньопермський і верхнькам'яновугільний відділи, C_{2m} і C_2b – московський і башкирський яруси середньокам'яновугільного відділу, C_1s, C_1v_2 і C_1v_1+t – серпухівський ярус, верхньо – і нижньовізейський підяруси и турнейський ярус нижньокам'яновугільного відділу, D_3^{4+5}, D_3^{3+5} и D_3^3 – верхньодевонський відділ і його надсольові товщі, D^1_{2+3} – подсольова товща середньо- і піздньодевонського віку; 2 – верхньодевонська соляна товща; 3 – кристалічні породи фундаменту протерозойського віку; 4 – розривні порушення; 5 – контур Синівського соляного штока, віддаленого на схід від лінії профілю на 2–6 км; 6 –свердловини глибокого буріння.

Галокінез і нафтогазоносність. Проведено дослідження зв'язку між інтенсивністю галокінезу і розподілом запасів вуглеводневої сировини в межах ДДВ. Встановлено, що при чотирьох "станах" верхньодевонської солі найбільш "продуктивні" криптодіапироїдні структури – 55,8 % і з соляними діапірами – 33,5 % запасів ВВ. На частку структур, де сіль у пластовому заляганні або де її взагалі немає, доводиться 10,4 % і 0,3 % запасів (табл. 1). Майже всі крупні скупчення ВВ (в них зосереджено 63,7 % усіх запасів) також пов'язані з соляними подушками і діапірами. Середній обсяг запасів ВВ в одному покладі прямо залежить від характеру соляної тектоніки: мінімальний об'єм запасів (0,19 млн т нафтового еквіваленту) в покладі, в розрізі якого немає солі, і максимальний (2,28 млн т н.е.) – в покладі, в будові якого бере участь соляна подушка. Наведені цифри відображають очевидну закономірність: галокінезу і формування скупчень ВВ є єдиний флюїдодинамічний процес, що впливає, мабуть, і на структуроутворення [8]. Проте, при інтенсивному соляному діапіризмі виникає наскрізний вертикальний канал міграції флюїдів, що приводить до дегазації надр і руйнування покладів ВВ. Це видно із зіставлення запасів, пов'язаних з соляними подушками і з діапірами: відмінності цифр у 1,6–2,1 раз.

Таблиця 1

Розподіл запасів вуглеводнів (нафти, газу і газового конденсату) в залежності від інтенсивності галокінезу

Родовища із запасами вуглеводнів, млн т нафтового еквівалента (н.е.)	Характер соляної тектоніки				Всього, %%
	солі немає	сіль в пластовому заляганні	соляна подушка	соляний діапір	
до 3	0,3	0,2	1,4	1,8	3,7
3–10	–	2,4	5,1	2,4	9,9
10–30	–	3,5	13,0	6,2	22,7
більше 30	–	4,3	36,3	23,1	63,7
всього, %	0,3	10,4	55,8	33,5	100,0
середній об'єм запасів в одному покладі	0,19	1,64	2,28	1,94	2,02

Висновки: 1. Галокінез – тверда течія солей, обумовлена їх специфічними фізичними властивостями: високою пластичністю під тиском і низькою густиною в порівнянні з перекриваючими породами. Через конвективну нестійкість соляна маса спочатку концентрується у вигляді купола, потім вичавлюється вгору, піднімаючи і прориваючи вищерозташовані відклади. Течія солей – нерівномірний в часі і за об'ємом соляного тіла перервно-безперервний процес релаксації структурно-кристалічної перебудови через крихкі і пластичні деформації. До течії солей застосовні поняття в'язкості і реїдності, оскільки тривалість перебудови солей значно коротше за час дії зовнішніх навантажень.

2. На течію солей активну дію відіграють регулярні періодичні енергетичні дії вібрації зовнішнього середовища, що викликають явище резонансу, а також глибинні флюїди.

3. Моделювання галокінезу на прикладі Синівського штоку показало що середня швидкість течії солі 110–150 м/млн р. Швидкість росту Синівського штоку – 46,7 м/млн р. у тріасовий період і 9,6 м/млн р. у юрсько-крейдяний час.

4. При дослідженні зв'язку між інтенсивністю галокінезу і нафтегазоністю ДДВ встановлена залежність: "найпродуктивніші" – соляні подушки і криптодіапири, але до певного рівня; У протилежному випадку – відбувається проривання солі на поверхню з утворенням вертикального каналу дегазації, що приводить до руйнування покладу ВВ.

1. Атлас родовищ нафти і газу України: В 2 т. – Львів., 1998. – Т. 1–3. 2. Геологический словарь: В 6 т. / Под ред. К.Н. Паффенгольц. – М., 1973. – Т. 1–2. 3. *Гончаров М.А., Галицький В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. – М., 2005. 4. *Китык В.И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1970. 5. *Китык В.И.* Условия образования соляных структур. – К., 1963. 6. *Куриленко В.С., Яньшина Н.А.* Влияние геодинамических напряжений на формирование соляных структур Днепровско-Припятской газоконденсатной провинции // Геология нефти и газа. – 1988. – № 12. – С. 25–29. 7. *Кэри С.У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. – М., 1991. 8. *Лукин А.Е.* О сквозьформационных флюидопроводящих системах в нефтегазоносных басейнах // Геол. журнал. – 2004. – № 3. – С. 34–45. 9. *Оллиер К.М.* Тектоника и рельеф. – М., 1984. 10. *Созанский В.И.* Геология и генезис соленосных образований. – К., 1973. 11. *Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. – Л., 1981. 12. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. – М., 1973. 13. Хрущов Д.П., Шехунова С.Б. О механизме движения вещества в солянокупольных структурах по литологическим данным // Инженерно-геологические проблемы создания подземных хранилищ. – М., 1988. 14. *Шехунова С.Б.* Автореферат дис. … к-та. геол.-мин. наук. – К., 1989.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 502.64

Ю. Бондар, асп.

КОМПЛЕКСНА ОЦІНКА ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ І ГЕОМОРФОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ПАМ'ЯТОК ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Розглянуто можливості оцінки геоморфологічних і геоморфолого-стратиграфічних геологічних пам'яток Волино – Поділля із застосуванням методик геолого-економічного аналізу. В роботі розроблено оціночні критерії і показники геолого – економічної оцінки геологічних пам'яток та проведено ранжування з метою виділення найбільш перспективних для подальшого освоєння. Визначено, що об'єктами із максимально сприятливими характеристиками, є печери: Вертеба, Озерна,Оптимістична, Кришталева, а також каньйон долини р. Серет у с. Касперівці.

The evaluation of **geomorphological and stratigraphic geological monuments Volyn-Podolia is examined out using the techniques of geological and economic analysis. It was developed evaluation criteria and indicators of geological and economic evaluation of geological monuments and place ranking for the selection of the most promising for further development. It was defined that Verteba cave, Ozerna cave, Optymistychna cave, Crystal cave and Canyon of Seret River in Kasperivtsi village are characterized by maximal favorable characteristics.**

Постановка проблеми. Геологічні пам'ятки природи – унікальні або типові геологічні об'єкти, що мають наукову, культурно-пізнавальну або естетичну цінність і охороняються державою. Розрізняють такі типи: 1) стратиграфічні, 2) геохронологічні, 3) палеонтологічні, 4) мінералогічні, 5) петрологічні, 6) тектонічні, 7) вулканічні, 8) космогенні, 9) геоморфологічні, 10) ландшафтні, 11) гідролого-гідрогеологічні, 12) живописні (естетичні), 13) техногенні,

14) комплексні [4]. Вивчення цих об'єктів полягає не лише у інвентаризації, паспортизації, але й пов'язано з їх охороною, збереженням, використанням та утриманням.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Кінець XX – початок XXI ст відзначився усвідомленням учених про необхідність охорони не тільки навколишнього середовища взагалі, але й геологічної спадщини зокрема. Перші роботи в цьому напрямі були виконані у 60–і рр. минулого сторіччя Українським товариством охорони природи та Міністерством геології УРСР. У 1984 р. було видано карту геологічних пам'яток України (відп. ред. О.І. Зарицький, уклад. Н.Є. Коротенко, К.О. Суходольський, О.С. Щириця), у 1985 р. у видавництві "Наукова думка" вийшов довідник-путівник "Геологические памятники Украины" (авт. Н.Є. Коротенко, О.С. Щириця, А.Я. Канєвський та ін.). Цьому передувало створення путівників по окремих регіонах України (В.Г. Ена "Ландшафтные памятники", 1966; В.И. Лебединский "Геологические экскурсии по Крыму", 1976 тощо). Таким чином, у 1960–1980 рр. було покладено початок цілеспрямованої довгострокової роботи по виявленню, паспортизації та наданню статусу природоохоронних об'єктів геологічним пам'яткам. У 1988 р. було створено Європейську Асоціацію за збереження геологічної спадщини (ПроГЕО), основною метою якої стало сприяння збереженню унікальних місцезнаходжень гірських порід, нашарувань, викопних організмів, мінералів тощо та інформування широкої громадськості про важливість їх охорони та значення для сучасного суспільства. Україна є активним членом ПроГЕО і співпрацює у Раді Європи над Панєвропейською стратегією охорони біологічного і ландшафтного різноманіття. Спільно з Міжнародною спілкою геологічних наук (МСГН) та ЮНЕСКО ПроГЕО працює над проектом "Геосайти" з метою розробки Європейського реєстру геологічної спадщини [3]. В період з 2006 по 2009 рік було видано тритомний довідник "Геологічні пам'ятки України" Порівняно з попереднім виданням [2], список об'єктів оновлений та доповнений. Цьому є дві основні причини: зникнення окремих пам'яток внаслідок антропогенно – техногенного впливу на довкілля та перегляд статусу деяких об'єктів.

Виділення невирішених раніше частин проблеми та формулювання цілей статті. В Україні, з її високим промисловим потенціалом, великою щільністю населення та забудови території, інтенсивним використанням корисних копалин, залишилось дуже мало, порівняно з іншими країнами Європи, геологічних об'єктів, що мають статус геологічних пам'яток. На сьогоднішній день постає проблема збереження еталонних ділянок геологічної будови окремих регіонів території України. Такі ділянки мають розглядатися як національне надбання. Геологічні об'єкти, що відзначаються своїм науковим, культурно-пізнавальним, естетичним значенням, потребують значних коштів для їх збереження, використання, що визначає необхідність застосування методик геолого-економічного аналізу.

Метою даної роботи є розробка оціночних критеріїв та показників геолого-економічної оцінки (ГЕО) геологічних пам'яток та проведення ранжування даних об'єктів з метою виділення найбільш перспективних для подальшого освоєння.

Виклад основного матеріалу. В даній роботі об'єктами дослідження є геоморфологічні і геоморфолого-стратиграфічні геологічні пам'ятки Волино-Поділля.

Об'єкти були обрані за такими ознаками:

1) наявна доступна і оновлена інформаційна база, яка частково слугувала первинним матеріалом для опрацювання;

2) перелічені типи пам'яток найчастіше залучаються до освоєння в якості туристичних і наукових об'єктів;

3) серед усіх геологічних пам'яток, вони складають переважну частину, що надає можливість скласти вибірку із достовірною кількістю об'єктів. Це дозволить використати оціночні критерії і показники даної вибірки для інших типових об'єктів.

До геоморфологічного типу відносять окремі форми рельєфу або комплекси форм, що найяскравіше відображають взаємодію ендогенних та екзогенних чинників і процесів. До цієї категорії можна віднести об'єкти, що мають естетичну і рекреаційну цінність, завдяки унікальному рельєфу та ландшафтам, їх мальовничості. Нижче наведено приклади геологічних пам'яток геоморфологічного типу.

Печера Оптимістична. Печера закладена у 20–метровому пласті гіпсів тиранської світи баденського регіоярусу міоцену і являє собою дуже складний лабіринт ходів, галерей і залів, які утворюють кілька ярусів, і закладені по тектонічних тріщинах переважно північ-північно-східного простягання. Складається печера з десяти відносно ізольованих районів, кожен з яких характеризується своєю структурою лабіринту та просторовим закладенням ходів. У печері широко розповсюджені вторинні мінеральні утворення гіпсу, кальциту, целестину (друзи кристалів, сталактити). Печера утворилася у плейстоценовий час в результаті розчинення гіпсу уздовж тріщин під час вертикального руху підземних вод з підстелюючого водоносного горизонту. Довжина печери 215 км, площа 350 тис м^2, об'єм – 720 тис м^3. Це найбільша у світі печера в сульфатних породах і друга за довжиною з усіх печер світу. Оптимістична відрізняється від інших печер Поділля розмірами, великою різноманітністю геоморфологічних форм і вторинних утворень. Вона представляє інтерес для наукових досліджень, проведення спелеологічних і туристичних заходів [1].

Печера Вертеба. Розташована біля с. Більче-Золоте Борщівського району Тернопільської області. Загальна довжина ходів 8 км. Печера складається із широких галерей, розділених вузькими перемичками. Вона закладена у верхній частині товщі крупнокристалічного гіпсу. На відміну від інших печер Поділля, у Вертебі зовсім немає кристалів вторинного гіпсу. Стінки її гладкі, темні, більшість ходів заповнено мулом. На склепіннях часто трапляються карбонатні напливи у вигляді корок, рідше – невеликі сталактити. Середня температура протягом року +11ºС. Відносна вологість коливається від 92 до 98 %.

Печера Кришталева. Печера Кришталева знаходиться в с. Кривче Борщівського району Тернопільської області. Вхід в печеру розташований на крутому схилі долини. Печера вимита підземними водами в товщі жовтувато-бурого грубозернистого гіпсу, який належить до тортонського ярусу (14 млн р.) середнього міоцену. Загальна довжина ходів становить 23 км., з них екскурсійний маршрут складає близько 2500 м. Стіни печерних галерей покриті білосніжними або забарвленими у різні кольори кришталиками гіпсу. Середньорічна температура в печері –12ºС, а вологість – 95 %. Особливість полягає в тому, що в ній спостерігається підвищена іонізація повітря і практично повна відсутність бактерій.

Печера Озерна. Печера Озерна розташована біля с. Стрілківці Борщівського району Тернопільської області. Загальна довжина сягає 116 км. Найбільша висота ходів сягає 18 м, найбільша ширина – 20 м. Це єдина печера Тернопільської області з підземними озерами, глибина яких становить 2–2,5 м. Вода слабомінералізована, сульфатна, магнієво-кальцієва. Вхід у печеру має вигляд лійки-провалля діаметром 235 м та глибиною 13 м. Тут протягом року спостерігається стала темпера-

тура +8–10ºС, відносна вологість коливається в межах 92–100 %. Система ходів печери утворює дві великі формації – "Ближній" і "Дальній" район. У Ближній район допускаються групи досвідчених туристів, а Дальній закритий через важкодоступність. Печера має велике значення для геологічних і гідрогеологічних досліджень.

Печера Млинки. Печера Млинки розташована неподалік с. Залісся, що у Чортківському районі Тернопільської області. Вона відома насамперед не розмірами, а своєю неповторною красою. Закладена у товщі дрібнозернистого гіпсу. Загальна довжина лабіринту 28 км. Стінки печери оздоблені білосніжними, сірими, коричневими блискучими кристалами вторинного гіпсу, на деяких ділянках розвинуті карбонатні натічні утворення – сталактити, сталагміти. Печера вважається однією з найкрасивіших печер України [2].

Печера Угринь. У привододільній частині правого схилу Млинка (лівий приток р. Серет) розташований вхід у печеру, яка утворилася в гіпсах баденського регіоярусу (тираська світа, 13 млн р.) середнього міоцену. Ближня частина печери закладена за тріщинами нашарування, дальня – найімовірніше за тектонічними тріщинами. Печера одноярусна, але має фрагменти другого ярусу. Загальна відкарстована довжина ходів печери складає 2120 м, площа – 4250 м^2, об'єм – 7700 м^3, амплітуда висот – близько 10 м. Середня ширина галерей печери – 3,2; середня висота – 1,8 м. Стіни печери вкриті кристалами гіпсу білого та медово-жовтого кольорів 1–3 см, зустрічаються окремі друзи до 7 см.

Печера Атлантида. У верхній частині лівого схилу долини р. Збруч, у покинутому гіпсовому кар'єрі знаходиться вхід до печери Атлантида. Вона утворена у гіпсах верхньої частини баденського регіоярусу (14 млн р) середнього міоцену. Довжина печери 2025 м, площа 4500 м^2, об'єм 11 400 м^3. Вона являє собою систему широких галерей магістрального (середнього) ярусу та вузьких тріщиноподібних ходів верхнього ярусу, що місцями утворюють невеликі лабіринти. Як і інші великі гіпсові печери, утворена в артезіанських умовах за рахунок висхідного перетікання підземних вод з підстеляючого водоносного горизонту. Галереї магістрального ярусу прикрашені різноманітними за розмірами та кольорами вторинними кристалами гіпсу. Окремі агрегати гіпсових кристалів досягли 1,7 м у довжину. На превеликий жаль, кристалічне вбрання печери дуже постраждало внаслідок масових неконтрольованих відвідувань та вандалізму.

Печера Джуринська. Вхід до печери знаходиться у покинутому гіпсовому кар'єрі в лівому борті долини потоку Поросячка (притока р. Джурин). Печера закладена у верхній частині 16–метрового пласту гіпсів тиранської світи верхньобаденського підрегіоярусу міоцену (14 млн р) і являє собою лабіринт із субпаралельних галерей північного та північно-східного простягання. Печера прикрашена друзами кристалів вторинного гіпсу, які досягають довжини 70–80 см. Печера утворилася у плейстоценовий час в результаті розчинення гіпсу уздовж тріщин під впливом вертикального руху підземних вод з підстеляючого водоносного горизонту. Загальна довжина ходів печери 1125 м. Печера унікальна за своєю морфологією та мінералізацією.

Печера Малишка Киянка. Розташована карстова печера у верхній частині лівого схилу долини р. Збруч у гіпсах баденського регіоярусу середнього міоцену неподалік печери Атлантида. Загальна довжина ходів досягає 250 м. В ній накопичився потужний шар крихкого заповнювача, який надає додаткові матеріали для вивчення палеогідрогеологічних умов території у пізньонеогеновий – четвертинний час.

Хотинські печери. У межах розташування печер другу надзаплавну терасу р. Горинь складають верхньоплейстоценові алювіальні суглинки, які залягають на породах туронського ярусу верхньої крейди. Вхід до печери знаходиться на 3 м нижче бровки тераси, поверхня якої у вигляді плитоподібної форми чітко простежується на 120 м. Досить рівна поверхня свідчить про значну щільність нижчезалягаючих суглинків. Печери пов'язують з діяльністю людини. Знайдено лише один вхід, який зараз практично завалений. Оглянути печеру можна лише після розчистки. Пам'ятка має науково-пізнавальне значення. Необхідно упорядкувати місцевість і об'єднати в єдину комплексну геологічну пам'ятку території розміщення печер, кар'єрів з видобутку аргілітоподібних глин вендського віку та джерело, яке розташоване за 540 м на північний захід від входу до печери навпроти кар'єрів [1].

Геологічні пам'ятки геоморфолого-стратиграфічного типу є еталонними типовими і опорними розрізами стратиграфічних підрозділів різного рівня: загальної, регіональної і місцевої стратиграфічних шкал. Крім цього, мають особливу пізнавальну і рекреаційну цінність, завдяки оригінальним формам рельєфу і їх неповторній красі.

До геоморфолого-стратиграфічного типу відносять:

Каньйон долини р. Серет у с. Касперівці. Долина р. Серет, вище греблі в с. Касперівці, має вигляд мальовничого каньйону, заповненого водою. Нижня частина схилів складена теригенно-карбонатними утвореннями нижнього девону (тіверська серія, 410 млн р.). На них залягають піскуваті вапняки з рештками морських їжаків та моховаток (касперовецька світа, альбський та сеноманський яруси крейди, 100–105 млн р.), які утворюють карнизи висотою 5–7 м. Дане відслонення є стратотипом касперовецької світи нижньої-верхньої крейди. Часто спостерігаються ерозійні останці цих порід, які мають оригінальну форму ("Касперівський Сфінкс" та інші).

Подільські Товтри. Товтри за походженням є давнім бар'єрним рифом, сформованим вздовж берегової лінії неглибокого, теплого міоценового моря, що простягнувся вузькою смугою майже на 200 км через Подільську височину від Кременецького кряжу (с. Підкамінь) до річки Дністер у районі Кам'янця-Подільського.

В геологічному відношенні Товтри – пасмо міцних міоценових (16–11млн р) органогенних та органогенно-уламкових (черепашкових, моховаткових) вапняків потужністю від 1,5 до 55 м, що залягають на розмитій поверхні палеогенових чи крейдових відкладів (пісків, пісковиків, мергелів).

Аналогів у світі немає, проте подібні за деякими геологічними структурами скелясті пасма є у Великій Британії та США.

Оригінальність цього рифу полягає в тому, що він складений не коралами, як більшість сучасних і викопних бар'єрних рифів світу, а рештками вапнякових водоростей (літотамній), моховаток, молюсків, специфічних морських черв'яків (серпул) та інших організмів. Характерний розріз рифових відкладів міоцену Товтрового пасма, скелі висотою до 10 м є мальовничою окрасою ландшафту.

Відслонення гіпсів тираської світи в с. Кривче. Скельні виходи порід заввишки до 20 м. Нижня частина розрізу представлена білими дрібнозернистими гіпсами строматолітоподібної структури. У верхній частині спостерігаються гігантсько-кристалічні шаблеподібні гіпси бурого кольору, які утворюють гігантські (до 10 м у діаметрі) напівсферичні радіально-променисті структури. У гіпсах спостерігаються численні гроти карстового походження. Естетичну цінність тут являють також характе-

рний для крайової частини Передкарпатського евапоритового басейну розріз сульфатних порід тираської світи верхнього бадену; унікальні седиментаційні структури в гіпсах. Скелі та гроти в них є мальовничою окрасою ландшафту.

Кременецькі гори. В м. Кременець та його околицях знаходяться мальовничі горби-гори Черча, Замкова, Гостра, Дівочі Скелі та інші, які являють собою ерозійні останці, що входять до складу Гологоро-Кременецької гряди. Складені вони в нижній частині крейдоподібними вапняками та писальною крейдою туронського ярусу верхньої крейди (близько 100 млн р.), а у верхній – карбонатними пісковиками та псевдолітовими вапняками баденського та сарматського регіоярусів міоцену (11–16 млн р.), утворюючи скелі, урвища, карнизи. Трапляються печери, найдовша з яких – Студентська (242 м), окрема геологічна пам'ятка. У печерах знайдено рештки представників плейстоценової та голоценової фауни.

Відслонення верхнього силуру в с. Скала-Подільська. На протязі понад 500 м у лівому схилі долини р. Збруч у вигляді мальовничих скель заввишки до 25 м спостерігаються виходи карбонатних відкладів верхнього силуру (410–430 млн р.), які представлені плитчастими окременілими вапняками та грудкуватими органогенно-уламковими вапняками. В останніх зустрічаються добре збережені рештки коралів, брахіопод, головоногих молюсків. Стратотип скальської серії верхнього силуру. Скелі є мальовничою окрасою ландшафту.

Каньйон долини р. Тупа. В обох схилах каньйоноподібної долини р. Тупа, у верхній частині, впродовж 2 км у вигляді суцільного карнизу висотою до 5–7 м спостерігаються піскуваті органогенно-уламкові вапняки касперовецької світи нижньої-верхньої крейди (альбський та сеноманський яруси, 100–105 млн р.). Великі брили вапняків сповзають вниз по схилу долини. Цінність: опорний розріз касперовецької світи [1].

Критеріями геолого-економічної оцінки можуть бути:

1) функціональна можливість використання;

2) ризик використання – величина можливих збитків (економічних і екологічних) від руйнування об'єктів;

3) величина прибутку від використання;

4) фінансові ризики спорудження і експлуатації об'єктів, пов'язані з проявом небезпечних геологічних явищ і процесів (землетрусів, зсувів, карсту та ін.);

5) зовнішні ефекти (величина нанесених навколишньому середовищу і населенню збитків внаслідок використання елементів геологічного простору);

6) витрати на забезпечення охорони навколишнього природного середовища.

Об'єкти оцінювались за таким переліком ознак: екологічний стан, наявність юридичного оформлення, наявність інфраструктури, у тому числі транспортної (табл. 1).

Екологічний стан характеризувався природним станом об'єкту і екологічним станом місцевості і визначався за трибальною шкалою. Пам'ятки з незадовільним станом – 1 бал, задовільним – 2 бали і добрим – 3 бали. За незадовільним екологічним станом оцінювались об'єкти частково зруйновані або з високими ризиками руйнування при освоєнні.

Оцінка об'єкту за наявністю юридичного оформлення здійснювалась за чотири бальною шкалою. Пам'ятки, юридично не оформлені, оцінювались в 0 балів, ті, які мають статус пам'ятки місцевого значення – в 1 бал, регіонального – в 2 бали, державного – в 3 бали.

При оцінюванні об'єкту за інфраструктурою, в тому числі транспортною, до уваги бралися такі значення, як близькість до автомобільних і залізничних шляхів державного і міжрегіонального значення, близькість до районних центрів, міст і селищ міського типу, близькість розташування до інших об'єктів туристичного чи рекреаційного значення. Оцінка проводилась за трибальною шкалою. Пам'ятки, які знаходилися близько до населених пунктів, транспортних шляхів і інших об'єктів оцінювались в 3 бали, віддалені – 2 бали, далекі – 1.

Крім цього, позитивними характеристиками при бальній оцінці вважались такі оціночні показники:

1) особливості геологічної будови;

2) відповідність морфометричних характеристик об'єкту (довжини, площі, об'єму, глибини, протяжності видимої стінки, висоти стінок та ін.) оптимальним значенням;

3) наявність галерей, зал, лабіринтів в печерах;

4) приналежність геологічної пам'ятки одночасно до декількох типів;

5) наявність на даному об'єкті геологічних пам'яток іншого типу;

6) наявність решток флори і фауни.

Таблиця 1

Оціночні показники геоморфологічних та геоморфолого-стратиграфічних геологічних пам'яток Волино-Поділля

Оціночні показники	Назва об'єктів															
	Печера Атлантида	Печера Джуринська	Печера Малишка Киянка	Печера Оптимістична	Хотинські печери	Печера Угринь	Печера Вертеба	Печера Млинки	Печера Кришталева	Печера Озерна	Кременецькі гори	Подільські Товтри	Відслонення верхнього силуру	Відслонення гіпсів тираської світи	Каньйон долини р. Тупа	Каньйон долини р. Серет
Екологічний стан (за три бальною шкалою)	2	3	2	3	1	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Наявність юридичного оформлення (за чотири бальною шкалою)	3	2	2	3	0	2	3	3	3	3	0	2	0	0	0	0
Наявність інфраструктури (за три бальною шкалою)	2	3	2	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	3	3

Висновки. В роботі розроблено оціночні критерії і показники геолого – економічної оцінки геологічних пам'яток. Проведено бальну оцінку перелічених факторів та ранжування геологічних пам'яток за сумарними резуль-

татами, які проілюстровано в графічному вигляді (рис. 1). Даний підхід дозволяє виділити об'єкти із максимально сприятливими характеристиками для їх подальшого освоєння, збереження, утримання та навпаки, геологічні пам'ятки, які потребують найбільших витрат. За результатами бальної оцінки показників, об'єктами із максимально сприятливими характеристиками визначені печери: Вертеба, Озерна, Оптимістична, Кришталева, а також каньйон долини р. Серет у с. Касперівці. Об'єктами, які потребують численних витрат при їх освоєнні, є Хотинські печери, печера Малишка Киянка і відслонення верхнього силуру в с. Скала-Подільська.

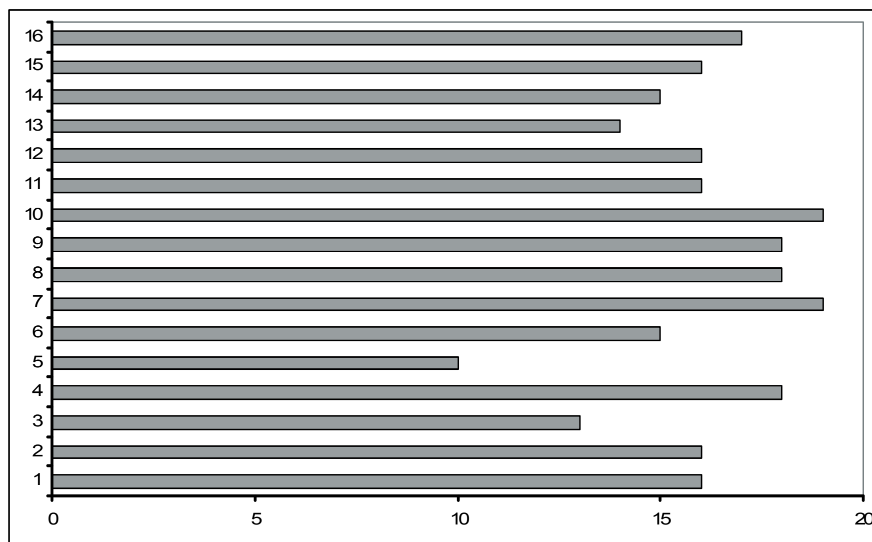


Рис. 1. Ранжування геологічних пам'яток за сумарною бальною оцінкою:
1 Атлантида, 2 Джуринська, 3 Малишка Киянка, 4 Оптимістична, 5 Хотинські, 6 Угринь, 7 Вертеба, 8 Млинки, 9 Кришталева, 10 Озерна, 11 Кременецькі гори (горби-гори Черча, Замкова, Гостра, Дівочі скелі та ін.), 12 Подільські Товтри, 13 відслонення верхнього силуру в с. Скала-Подільська, 14 відслонення гіпсів тираської світи в с. Кривче, 15 каньйон долини р. Тупа, 16 каньйон долини р. Серет у с. Касперівці

1. *Безвинний В.П., Білецький С.В., Бобров О.Б.* та ін. Геологічні пам'ятки України. – К., 2006. – Т. 1. 2 Геологические памятники Украины: Справочник-путеводитель / Н.Е. Коротенко, А.С. Щирица и др.; под ред. А.И. Зарицкого и др. – К., 1985. 3. *Гриценко В.П., Іщенко А.А., Русько Ю.О., Шевченко В.І.* Геологічні пам'ятки природи України: проблеми вивчення, збереження та раціонального використання. – К., 1995.

Надійшла до редколегії 20.03.11

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 552.323.1

Л. Шумлянський, канд. геол. наук

ІЗОТОПНИЙ СКЛАД ГАФНІЮ В ЦИРКОНАХ З АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНИХ МАСИВІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

Наведено результати дослідження ізотопного складу гафнію в цирконах, виділених з порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. У вихідних розплавах Коростенського плутону частка деплетованої мантійної речовини була доволі суттєвою, але поступово скорочувалась з часом; на зміну їй приходила нижньокорова речовина. В джерелі вихідних розплавів Корсунь-Новомиргородського комплексу деплетована мантійна речовина відігравала значно меншу роль, якщо взагалі була присутня. Основним джерелом служили відносно давні корові породи.

Paper deals with results of investigation hafnium isotopic composition in zircons separated from rocks of the Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons. Initial melts of the Korosten pluton originated mainly from the depleted mantle; however, portion of the depleted mantle in the source region decreased with time in benefit of low-crustal material. In contrast, source of initial melts of the Korsun-Novomirgorod pluton did not contain any sufficient portion of the depleted mantle material. The source was represented by relatively old crustal rocks.

Вступ. Походження анортозит-рапаківігранітних комплексів є однією з найбільш актуальних проблем сучасної петрології. Ця проблема має принаймні два аспекти: (1) походження і природа первинних розплавів; (2) генетичні співвідношення між кислими та основними членами анортозит-рапаківігранітних асоціацій. Різними дослідниками пропонувались моделі, в яких джерелом, з якого виплавлялись первинні розплави, служив або мантійний субстрат, або нижньокорова речовина, або ж залучались більш складні моделі, в яких первинні мантійні розплави взаємодіяли з нижньокоровою речовиною (див., зокрема, [4]). Щодо співвідношення між основними і кислими членами анортозит-рапаківігранітних комплексів, різними дослідниками стверджуються як генетичні зв'язки між ними, коли основні та кислі породи формуються в наслідок диференціації єдиного вихідного розплаву, склад якого еволюціонує в часі, так і когенетичні, коли основні і кислі породи формуються за рахунок кристалізації різних розплавів, що виникають і розвиваються внаслідок єдиного процесу (тектонічної дестабілізації літосфери, впливу "гарячої точки" тощо), але з різних, не пов'язаних один із одним, джерел.

Головними інструментами для розв'язання цих питань є наступні: польові геологічні спостереження, які дозволяють визначити співвідношення між головними членами анортозит-рапаківігранітних асоціацій; геохімічні, ізотопно-

геохімічні і геохронологічні дослідження, які дозволяють визначити послідовність вкорінення членів породних асоціацій, встановити тривалість процесу їх формування в цілому, та виявити певні генетичні зв'язки між ними; геофізичні, за допомогою яких можна отримати інформацію про глибинну будову анортозит-рапаківігранітних комплексів; експериментальні петрологічні дослідження, за допомогою яких можна змоделювати умови та процеси формування вихідних розплавів і їх подальшої еволюції.

Зазначимо також, що дослідження анортозит-рапаківігранітних комплексів має не лише велике теоретичне значення, але і цілком практичне, оскільки саме з цими комплексами пов'язані найбільш важливі з економічної точки зору поклади титанових руд; останнім часом анортозит-рапаківігранітні комплекси розглядаються також в якості потенційних джерел нікелю та елементів платинової групи, що пов'язане з відкриттям в різних регіонах світу родових зазначених металів, пов'язаних з основними породами цих комплексів.

Ця невеличка стаття присвячена результатам застосування одного із найбільш сучасних методів ізотопно-геохімічних досліджень, а саме – визначенню ізотопного складу гафнію в цирконах. Для досліджень автором використовувались циркони, вилучені з різноманітних за складом порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. Вік цих порід визначався раніше методом мас-спектрометрії вторинних іонів, і частково опублікований в роботах [1–3].

Ізотопний склад гафнію, подібно до неодиму, прийнято виражати за допомогою величини εHf, яка характеризує ступінь відмінності ізотопного складу гафнію у досліджуваному матеріалі (в даному разі – у кристалі циркону) від ізотопного складу цього елементу в універсальному хондритовому резервуарі (CHUR), іншими словами – у недеплетованій мантії. У разі, коли величина εHf набуває позитивних значень, за джерело плавлення приймається деплетована мантія, і чим вище значення цієї величини, тим сильніше є ступінь деплетації. Якщо величина εHf набуває від'ємних значень, то джерелом плавлення є коровий матеріал, і чим більш низькими є значення, тим більш давнім є цей матеріал.

Мета роботи: визначити ізотопний склад гафнію в цирконах, виділених з різноманітних порід анортозит-рапаківігранітних масивів Українського щита та на підставі цього зробити припущення щодо їх походження.

Методика досліджень. Всі аналізи, результати яких наводяться в даній статті, були виконані в лабораторії відділу наук про Землю Брістольського університету з використанням лазеру 193 nm ArF та багатоколекторного ICP-MS Finnigan Neptune.

Результати досліджень. Результати вимірів ізотопного складу гафнію в цирконах, вилучених з порід Коростенського (9 проб, включаючи одну пробу цирконів, вилучених з метаріолітів Овруцької западини) та Корсунь-Новомиргородського (6 проб) комплексів, наведені в таблиці 1 і на рис. 1.

Величина εHf в цирконах з найбільш ранніх базитових порід Коростенського плутону (так званих "давніх анортозитів", серія A_1, за [6]) становить 0,1±0,4; аналогічні значення встановленні і в анортозитах Володарськ-Волинського масиву, що належать до анортозитів головної фази вкорінення (серія A_2), в яких величина εHf становить 0,1–0,2±0,5. Слідом на анортозитами головної фази вкорінювались габроїдні породи [6]. Найбільш розповсюдженими є титаноносні габроїди серії G_4, до яких відносяться, зокрема, Торчинський і Федорівський масиви, а також масив Північна Слобідка, циркони з яких було досліджено автором. Циркони з Торчинського масиву та масиву Північна Слобідка мають навіть дещо більш високе значення величини εHf, ніж циркони з більш ранніх анортозитів (0,3±1,6 та 0,4±0,4 відповідно), хоча відмінність між ними є несуттєвою і знаходиться в межах аналітичної похибки. В той же час значення εHf в цирконах, виділених з габроїдів Федорівського масиву опускається до -0,8±1,4. В ранніх гранітоїдах північної частини плутону, розкритих кар'єром в с. Бондарі, величина εHf становить -1,0±1,0, а в дещо більш молодих ріолітах Овруцької западини становить -1,4±0,3. В той же час, в цирконах, вилучених з одного з найбільш пізніх проявів базитового магматизму в межах плутону – долеритового силу в с. Бондарі, величина εHf опускається до -3,5±0,5.

Таблиця 1

Ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітних плутонів

Номер на рис. 1	Номер проби	Вік, млн р	$^{176}Hf/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf_T$	$εHf_T$	T(DM)Ma
Коростенський плутон							
1	A1	1781	0,281644±12	0,000160	0,281653±12	0,1±0,4	2184±17
2	Федор	1760	0,281703±8	0,001513	0,281667±24	0,2±0,5	2179±40
3	Горбул	1760	0,281669±7	0,000549	0,281664±7	0,1±0,5	2173±9
4	03–D18	1761	0,281676±29	0,000830	0,281671±46	0,3±1,6	2161±73
5	03–D24	1763	0,281682±17	0,000716	0,281671±15	0,4±0.4	2166±21
6	581	1763	0,281649±52	0,000743	0,281639±40	-0,8±1,4	2208±51
7	06–BG47	1750	0,281589±21	0,000967	0,281571±18	-3,5+0,5	2303±29
8	06–BG48–1	1780	0,281678±39	0,002259	0,281615±28	-1,0+1,0	2261±35
Овруцька серія, збраньківська світа							
9	06–HB7	1761	0,281625±8	0,000491	0,281622±8	-1,4±0,3	2230±11
Корсунь-Новомиргородський плутон							
10	2004	1754	0,281605±39	0,001921	0,281580±19	-3,1±0,5	2295±31
11	2006	1758	0,281600±35	0,001109	0,281582±8	-2,9±0,5	2288±29
12	2008	1758	0,281572±20	0,000661	0,281565±23	-3,5±0,8	2308±36
13	06–BG1–1	1748	0,281624±33	0,001137	0,281598±25	-2,6±0,9	2269±34
14	06–BG4–1	1744	0,281620±44	0,000675	0,281592±22	-2,9±0,8	2283±23
15	06–BG5–1	1748	0,281614±17	0,001085	0,281589±25	-2,9±0,9	2276±40

Примітка. Проби: A1 – ксеноліти давніх анортозитів, район м. Малин (проба люб'язно надана О.В. Мітрохіним); Федор – пегматит кислого складу серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, кар'єр поблизу с. Паромівка; Горбул – пегматит кислого складу серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, кар'єр поблизу с. Горбулів; 03–D18 – с. Торчин, олівінове монцогабро; 03–D24 – масив Північна Слобідка, олівіновий габро-норит; 581 – габроїди Федорівського інтрузиву; 06–BG47 – субвулканічне тіло долеритів, кар'єр в с. Бондарі; 06–BG48–1 – граніт рапаківі, там же; 06–HB7 – метаріоліт, овруцька западина, с. Перебродии; 2004 – анортозит, Носачівське родовище, сврдл. 2004; 2006 та 2008 – норити Носачівського родовища, сврдл. 2006 та 2008 відповідно; 06–BG1–1 – граніт рапаківі, м. Корсунь-Шевченківський; 06–BG4 – кварцовий лейкомонцоніт, с. Хлистунівка, кар'єр; 06–BG5–1 – кварцовий сієніт, там же

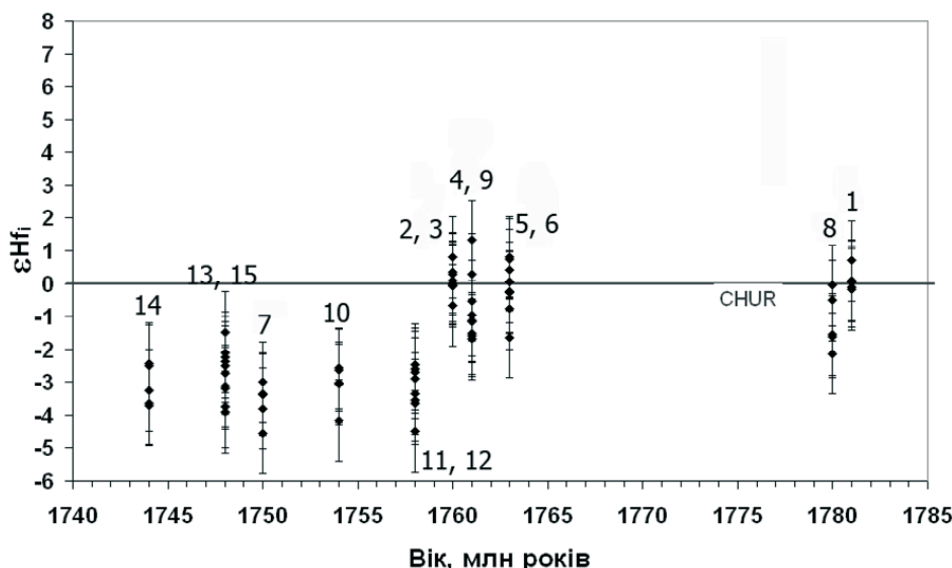


Рис. 1. Ізотопний склад гафнію в цирконах, виділених з порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітних плутонів
Примітка: Цифри відповідають номерам у табл. 1

Ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з порід Корсунь-Новомиргородського плутону, суттєво відрізняється від такого в цирконах з порід Коростенського плутону. Зокрема, в цирконах з анортозитів, що вміщують Носачівське ільменітове родовище, величина εHf становить -3,5±0,8, а в габроїдах вказаного родовища – коливається близько -2,9±0,5 ÷ -3,1±0,5. В цирконах з дещо більш молодих гранітоїдів плутону величина εHf становить -2,6±0,9 ÷ -2,9±0,9.

Обговорення. Ізотопний склад неодиму у валових пробах порід Коростенського плутону наведено в роботі [7]. Згідно із цими даними, найбільш ранні породи Коростенського плутону (анортозити серії A_1) мають помірно позитивні значення величини εNd (+0,9÷+1,6, в одній пробі – -1,2). В анортозитах головної фази вкорінення значення величини εNd скорочується до +0,2÷-0,7, а в габроїдах серій G_4 – до -0,7÷-1,4. Подібним чином змінюється і величина εHf в цирконах, вилучених з цих порід – якщо у ранніх відмінах основних порід величина εHf характеризується помірно позитивними величинами, то в більш пізніх породах вона поступово скорочується, досягаючи значення -3,5 в найбільш пізніх з відомих проявів магматизму в межах плутону. Отже, як ізотопний склад неодиму у валових пробах порід плутону, так і ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з цих порід, свідчить про поступову зміну геохімічної природи джерела розплавів, з яких ці породи кристалізувались. На думку автора, на початку формування Коростенського плутону відбувалося інтенсивне плавлення деплетованого мантійного матеріалу, спровоковане, очевидно, дестабілізацією літосфери та декомпресією, пов'язаною з тектонічною перебудовою внаслідок зчленування двох сегментів Східно-Європейської платформи – Сарматії та Фенноскандії. Очевидно, відбувалось також і деяке занурення нижньокорового матеріалу у верхню мантію, де відбувалось його плавлення за моделлю, запропонованою [5]. Внаслідок цього первинні розплави Коростенського плутону мали змішані мантійно-корові ізотопні характеристики; з плином часу частка корового матеріалу в джерелі плавлення зростала.

На відміну від цирконів з порід Коростенського плутону, циркони з порід Корсунь-Новомиргородського комплексу мають значно більш "розвинений" ізотопний склад гафнію – як в кислих, так і в основних відмінах значення величини εHf не підіймається вище -2,9. Отже, джерелом для первинних розплавів Корсунь-Новомиргородського плутону служили відносно давні корові породи. Внесок деплетованої мантії, якщо і мав місце, був вельми незначним.

Висновки. У вихідних розплавах Коростенського плутону частка деплетованої мантійної речовини була доволі суттєвою, але поступово скорочувалась з часом; на зміну їй приходила нижньокорова речовина. На відміну від Коростенського плутону, в джерелі вихідних розплавів Корсунь-Новомиргородського комплексу деплетована мантійна речовина відігравала значно меншу роль, якщо взагалі була присутня. Основним джерелом слугували відносно давні корові породи.

1. *Шумлянський Л.В.* Ізотопний U-Pb вік титаноносних габроїдів південної частини Володарськ-Волинського масиву, Коростенський плутон // Наукові праці ІФД. – 2007. – С. 118–128. 2. *Шумлянський Л.В., Богданова С.В.* U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита // Мін. журнал. – 2009. – 31, № 1. – С. 40–49. 3. *Шумлянський Л.В., Митрохин О.В., Богданова С.В. та ін.* U-Pb по цирконах ізотопний вік порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону // Геолог України. – 2008. – № 1–2. – С. 77–85. 4. *Andersen T., Griffin W.L.* Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of zircons from the Storgangen intrusion, Rogaland Intrusive Complex, SW Norway: implications for the composition and evolution of Precambrian lower crust in the Baltic Shield // Lithos. – 2004. – V. 73/ – P. 271–288. 5. *Duchesne, J.C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J., Longhi, J.* The crustal tongue melting model and the origin of massif anorthosites // Terra Nova. – 1999. – V. 11. – P. 100–105. 6. *Mitrokhin O.V.* The gabbro-anorthosite massifs of the Korosten pluton (Ukraine) and problems of parental magmas evolution // Abstract volume of the GEODE field workshop 8–12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. – NGU Report #2001.042. – P. 86–90. 7. *Shumlyanskyy L., Ellam R.M., Mitrokhin O.* The origin of basic rocks of the Korosten AMCG omplex, Ukrainian shield: implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. – 2006. – Vol. 90. – P. 214–222.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 553.495; 550.93

В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.
С. Бондаренко, канд. геол. наук, наук. співроб.
Л. Степанюк, д-р геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.
О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ВІК ТОРІЙ-УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ ДОКЕМБРІЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

Розглянуто мінералого-геохімічні особливості родовищ та рудопроявів калій-уранової формації, які характеризуються зруденінням REE-Th-U типу. На прикладі поширення цих рудопроявій у межах Українського щита робиться висновок, що формування REE-Th-U зруденіння відбувалося на протязі досить значного відрізку геологічної історії, починаючи від мезоархею до палеопротерозою.

The paper discusses consideration of mineralogical-geochemical features of deposits and ore manifestations of potassium-uranium formation which are characterised by REE-Th-U mineralisation type. On an example of distribution of these ore manifestations of Ukrainian Shield the conclusion about formation of REE-Th-U mineralization over enough considerable large period of geological history, from Mesoarchean to Paleoproterozoic is made.

Вступ та постановка проблеми. За останні десятиріччя на Українському щиті (УЩ) роботами виробничих організацій КП "Кіровгеологія" було відкрито і розвідано декілька родовищ та рудопроявів калій-уранової формації, які представлені постмагматичним рідкісноземельно-торій-урановим (REE-Th-U) типом зруденіння та приурочені переважно до геологічних структур протерозойського віку. В більшості випадків родовища даного типу характеризувалися комплексним характером мінералізації при відносно невеликих запасах руд [1]. У той же час, за останні роки в результаті проведення досліджень нових для докембрію УЩ рудопроявів калій-уранової формації [5–8] було встановлено можливість формування комплексного REE-Th-U типу зруденіння впродовж більш значного відрізку геологічного часу – від мезоархею до палеопротерозою. Метою статті було встановити, на основі результатів вивчення мінералого-геохімічних особливостей родовищ та рудопроявів калій-уранової формації докембрію Українського щита з REE-Th-U типом мінералізації, параметри еволюції зруденіння даного типу у просторі та часі.

Виклад основного матеріалу. Найбільш ранні прояви REE-Th-U типу зруденіння встановлені, вперше для докембрійських утворень УЩ, в *мезоархейських* гранітоїдах північно-західної частини Приазовського мегаблоку, де було відкрито родовище Діброва [7]. Родовище просторово приурочене до Дібровської брахисинкліналі, яка розташована в північній частині Волчанського тектонічного блоку, в зоні його зчленування з Дніпрово-Донецькою западиною. За даними досліджень В.М. Кичурчака та ін. [2] в Дібровській брахисинкліналі виділяється декілька гранітних куполів, які розташовані серед плагіогранітів та плагіомігматитів шевченківського комплексу та метаморфічних утворень західноприазовської серії. В екзоконтактовій частині одного з таких куполів і локалізується REE-Th-U мінералізація Дібровського родовища.

Самі рудні поклади приурочені до пачки вторинних кварцитів, що у вигляді напівкільця поширені саме в екзоконтактовій частині слабкоеродованого гранітного масиву. За хімізмом ці апліт-пегматоїдні граніти, що віднесені до дібровського типу, дуже близькі до типових мезоархейських гранітів январського комплексу [4, 7]. Тривала і інтенсивна фільтрація розчинів через локальну ослаблену структуру, яка чітко виділяється на загальному фоні різкого ослаблення фільтрації в суміжних тектонічних блоках, на цей час вважається головним чинником накопичення рудних елементів в локальних зонах бластокатакластичних перетворень та процесів розсланцювання.

На ранніх стадіях формування родовища процеси рудовідкладання проходили на регресивної стадії метаморфізму в умовах амфіболітової фації, а на пізніх – в умовах зелено-сланцевої фації з загальним зростанням ролі гідротермальних розчинів та компонентів, розчинених у їх складі. Саме з цими процесами пов'язані поширені прояви кремній-лужного метасоматозу та кислотного вилуговування, які призводили до формування комплексу метасоматитів, з поступовою зміною складу порід від силіманіт-серицитових кварцитів до березитів та аргилізитів.

На родовищі було встановлено полістадійний характер утворення рудних асоціацій – від більш високотемпературних до низькотемпературних: (циркон + монацит) – рутил – (настуран + браннерит) – молібденіт – пірит-1 – (піротин + самородний вісмут + вісмутин) – (пірит-2 + галеніт + халькопірит + сфалерит). Мінералами-концентраторами урану в апліт-пегматоїдних гранітах є монацит (середній вміст UO_2 – 0,11 %, ThO_2 – 5,64 %), в мусковіт-каолініт-силіманітових кварцитах – настуран (UO_2 – 75,2 %, ThO_2 – 6,69 %) і бранерит (UO_2 – 44,67 %, ThO_2 – 4,22 %).

Рідкісноземельні елементи, що показують підвищені концентрації як для гранітів, так і для рудоносних вторинних кварцитів, представлені церієвою групою. Їх середні вмісти у рудах сягають 1,06 %. Наявність таких геохімічних особливостей, як підвищені концентрації ніобію, кобальту і нікелю, вигідно відрізняє комплексні руди родовища Діброва від типових руд уран-калієвої формації Українського щита.

Результати радіологічного датування, що були проведені по цирконах, виділених з основних різновидів порід родовища, вказують на те, що товщі, які вважаються вмісними (переважно гранітоїди январського комплексу), були сформовані в віковому інтервалі від >3200 до 2900 млн р. (рис. 1). Вік порід, які просторово та генетично тісно пов'язані з формуванням проявів мінералізації торій-рідкісноземельного типу, був визначений за монацитом та цирконом з рудних зон вторинних кварцитів (високотемпературна асоціація – кварц, силіманіт, мусковіт) і становить 2933–2926 млн р. [7]. Безпосередньо ж сама ураноносна бранерит-настуранова асоціація формувалася значно пізніше – на рубежі 1983 млн р., в умовах інтенсивного прояву процесів кислотного вилуговування з поширеним формуванням зон березитизації та аргілітизації (низькотемпературна асоціація – кварц, каолініт, пірит).

В палеопротерозойську епоху тектономагматичної активізації численні рудопропрояви REE-Th-U мінералізації були встановлені в західній частині УЩ, у полях поширення апліт-пегматоїдних гранітів кіровоградсько-

го, житомирського та хмельницького гранітоїдних комплексів. Найбільш дослідженими та відомими є об'єкти, що розташовуються в межах Братсько-Олексіївського рудного району (Братський синклінорій – південно-західна частина Інгульського мегаблоку) [1]. В межах цього рудного району REE-U-Th-Mo мінералізація гідротермально-метасоматичного типу поширена саме в калійових метасоматитах і пегматоїдних гранітах. У районі було виявлено три рудні поля – Лозоватсько-Калинівське, Корабельне та Південне. В межах рудного району було виявлено декілька родовищ (рудопроявів) – Лозоватське, Калинівське, Південне, Бандурівське, Виноградівське, Миколаївське та ін.

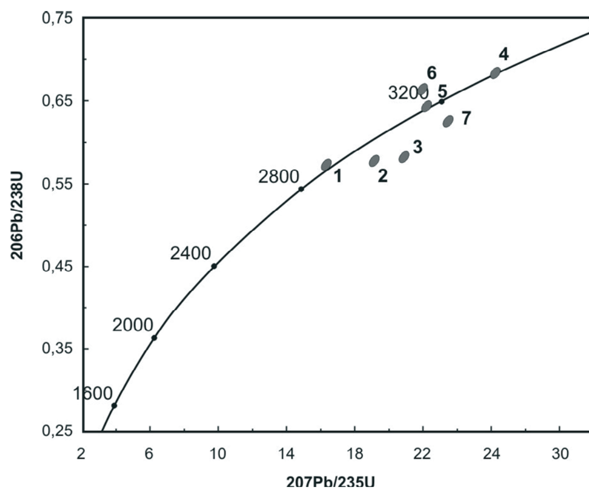


Рис. 1. Уран-свинцева діаграма з конкордією (за результатами ізотопно-геохімічних досліджень, що виконувалися на мас-спектрометрі "Element-2", Бристольский університет, Велика Британія)

Вмісні породи Братсько-Олексіївського рудного району представлені переважно різноманітними за мінеральним складом гнейсами, які розташовуються у вигляді реліктів серед полів поширення амфібол-біотитових мігматитів. Рудні зони мають, як правило, північно-західне простягання та представлені групою жилоподібних пегматоїдних тіл, що перемежовуються з останцями графітовмісних гнейсів. Значення потужності рудних зон можуть сягати декілька десятків метрів.

Досліджені умови локалізації низки родовищ та проявів з REE-Th-U мінералізацією в межах Братського синклінорію вказують на загально поширений процес їх формування і передбачають єдиний механізм рудоутворення, який в свою чергу зумовив об'ємну мобілізацію та міграцію рудних елементів із осередків генерації гранітної магми в екзоконтактові зони поширення вуглецьвмісних метаморфічних порід. Масштабні прояви процесів фронтальної міграції в багатьох випадках призводять до розсіювання рудних елементів і формування значень концентрацій, які досить часто не відповідають промисловим вимогам. У той же час, проведений порівняльний аналіз родовищ та рудопроявів даного типу, поширених в межах усього Братсько-Олексіївського рудного району, вказує на їх велику схожість як за геологічною будовою так і за геофізичними параметрами.

Згідно з геологічними даними уранове зруденіння калій-уранової формації тісно пов'язане з проявами процесів ультраметаморфічної переробки порід гранулітової та амфіболітової фацій (інгуло-інгулецька серія, кам'янокостовацька світа). В більшості випадків зруденіння цього типу локалізується в зонах метасоматичних змін на контакті гранітоїдів з графітовмісними гнейсами. Рудні зони досить чітко проявлені на ділянках поширення гідротермально-метасоматичних процесів різних температурних режимів – від піроксенітизації і амфіболітизації до мікроклінізації, біотитизації та окварцювання.

Головні рудні мінерали: уранініт (брегерит), настуран, кофеніт, циртоліт, монацит, ксенотим, ортит, торогуміт. За даними мікрозондового аналізу вміст торію в уранініті знаходиться в межах 6–12 %. В свою чергу уран окрім власних мінералів фіксується в торогуміті (до 10 % UO_2), монациті (до 2 % UO_2), цирконі (до 0,5 %). В ореолах локалізації уранової мінералізації досить часто спостерігається молібденіт, ільменіт, піротин, арсенопірит, льолінгіт, графіт, самородний вісмут.

Згідно з результатами проведених ізотопно-геохімічних досліджень уранінітів із рудоносних кварц – біотит – амфібол – піроксен – мікроклінових метасоматитів вік уранового зруденіння на типовому родовищі калій-уранової формації, Калинівському становить 2029 ± 6,2 млн р. (рис. 2).

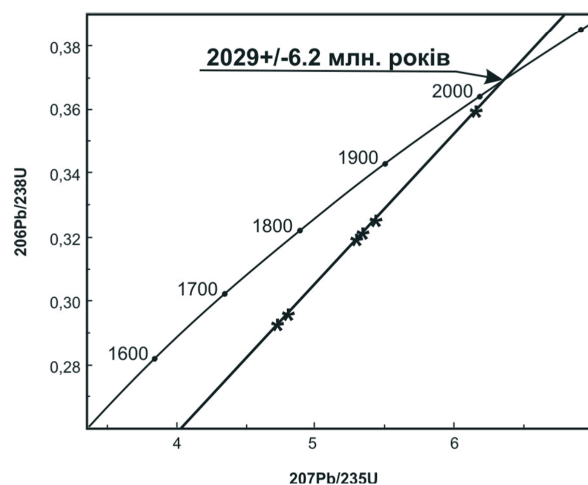


Рис. 2. Уран-свинцева діаграма з конкордією для уранінітів із рудних зон Калинівського родовища

Слід зазначити, що за останні роки окремі прояви REE-Th-U типу мінералізації були також встановлено в межах інших регіонів Українського щита – у Дністровсько-Бузькому та Волинському мегаблоках [5, 6]. Просторово прояви REE-Th-U зруденінння калій-уранової формації в Дністровсько-Бузькому мегаблоці закономірно розташовуються в областях розвитку порід можливих першоджерел урану – вуглецевміщуючих літогеохімічних комплексів, представлених графітоносними метатеригенними товщами і гранітоїдами з підвищеним вмістом урану (рудопрояви Завалівський, Тауженський). Проведені ізотопно-геохімічні дослідження свідчать про полістадійний характер формування метасоматитів та проявів REE-U-Th мінералізації в гранітоїдах Завалівської ділянки, що мало місце в вікових межах від 1842 до 2037 млн р.

У рудопроявах, які розташовані в зоні Хмельницького розлому, рудоносні біотит-мікроклінові метасоматити і мікроклініти інтенсивно альбітизуються. При цьому формуються породи невитриманого складу, неоднорідної текстури і структури. Вік зруденіння, визначений U-Pb методом, складає по монациту – 2046 млн р., а по цирконy – 1831 млн р.

Кварц-мікроклінові метасоматити з REE-Th-U мінералізацією у Волинському мегаблоці розглядаються як самостійний генетичний тип середньотемпературних кремнієво-калієвих метасоматитів, що характеризуються специфічним геологічним положенням, мінеральним складом та рудоносністю [5]. При цьому за результатами ізотопно-геохронологічних досліджень монациту вік

формування рудоносних метасоматитів Безіменного рудопрояву становить 2038 млн р.

Спільною рисою для цих родовищ і рудопроявів є просторовий зв'язок з калієвими апліт-пегматоїдними гранітами і прожилково-вкраплений (штокверковий) характер руд, які вміщують мінерали U, Th, Zr, Mo, Bi [3]. Типоморфними рудними мінералами є уранініт (брегерит), циркон, монацит, ксенотим, ортит, торит, молібденіт, вісмутин і самородний вісмут. В ореолах локалізації уранової мінералізації досить часто спостерігаються – ільменіт, піротин, арсенопірит, кобальтин, льолінгіт, нікелін, герсдорфіт. Промислове значення в цих родовищах мають уран, рідкісноземельні елементи, торій, молібден і вісмут.

Висновки. Незважаючи на те, що в останні роки увага до родовищ калій-уранової формації в значній мірі послабшала, питання детального вивчення нового комплексного REE-Th-U типу руд може стати найближчим часом цілком актуальним. Результати проведених мінералого-геохімічних досліджень вказують на те, що родовища та рудопрояви калій-уранової формації, з рідкісноземельно-торій-урановим (REE-Th-U) типом зруденіння, можуть розглядатися як один з найбільш ранніх етапів можливої концентрації радіоактивної речовини в геологічній історії докембрію Українського щита. Безумовно, найбільш масштабною і продуктивною в металогенічному плані вважається епоха тектоно-магматичної активизації на рубежі 2 млрд р., що супроводжувалась інтенсивним поширенням процесів регіональної гранітізації та ультраметаморфічних перетворень суперкрустальних товщ. У той же час особливості локалізації і мінеральний склад руд REE-Th-U типу можуть вказувати на існуючу індивідуальність епох уранового рудогенезу в докембрії Українського щита, що обумовлено глобальною еволюцією геодинамічних обстановок їх формування у часі. Цей факт, у свою чергу, може також суттево впливати як на масштаби формування промислового зруденіння, так і на якісні характеристики руд (беручи до уваги і їх комплексний характер). Тому подальше дослідження проявів зруденіння TR-Th-U типу має не тільки суто науковий інтерес, з точки зору з'ясування питань еволюції металогенії урану та торію у часі та просторі, але також і практичне значення у зв'язку з актуальним питанням додаткового нарощення резервної бази уранових руд України з можливістю супутнього видобутку інших корисних компонентів.

1. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х.* и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений. – К., 1995. – С. 134–136. 2. *Кичурчак В.М., Бойко А.З, Берзенин Б.З.* О разрезе сачкинской свиты центрально-приазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 101–107. 3. *Корнеева Н.Г.* Минералогические критерии поисков калиевых метасоматитов докембрия с акцессорной рудной минерализацией // Геол. журн. – 1983. – Т. 43, № 1. – С. 125–128. 4. *Переверзев С.И., Лазаренко Е.Э.* Петрохимические и геохимические особенности гранитоидо Западно-Приазовского района // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 41–51. 5. *Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Паталаха М.Е., Ващенко В.П., Бондаренко І.М.* Новий рудопрояв калій-уранової формації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // Мін. журн. – 2006. – 28, № 4. – С. 59–75. 6. *Сьомка В.О., Іванов Б.Н., Пономаренко О.М., Бондаренко С.М., Щербак Д.М.* Петрогеохімічні особливості рідкісноземельно-торій-уранових пегматитів центральної частини Українського щита і проблеми їх генезису // Мін. журн. – 2008. – 30, № 1. – С. 94–103. 7. *Сёмка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н., Донской Н.А., Шумлянский Л.В., Мельникова Е.Е., Сёмка Л.В.* Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 2010. – Вып. 28. – С. 48–76. 8. *Ponomarenko A.N., Syomka V.A., Bondarenko S.N., Grinchenko A.V.* A new type of rare-earth-uranium mineralization in the Ukrainian shield // 13th IAGOD Quadrennia Symposium, Adelaide, April 2010. – 2010. – P. 49–51.

Надійшла до редколегії 12.05.11

УДК 552.08:53

Н. Костенко, канд. геол. наук

ПЕТРОХІМІЧНО-ГЕОХІМІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ГРАНІТОЇДІВ РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА З МЕТОЮ УТОЧНЕННЯ ПОРОДНОГО НАПОВНЕННЯ ЇХ КОМПЛЕКСІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

На основі вивчення закономірностей розподілу макро- і мікрокомпонентів у гранітоїдах Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита проведено уточнення їх розчленування на окремі комплекси. Підтверджується виділення уманського і гайсинського (в укрупненому варіанті) комплексів як самостійних підрозділів кореляційної схеми НСК України (2004), а з урахуванням результатів геохронологічних досліджень також і тетіївського. Разом з тим, не виключається можливість входження деяких петротипів гайсинського комплексу до складу фастівського інтрузивного за походженням.

The partition of the granitoids is carried out on the basis of studying laws of distribution of macro- and microelements in the rocks of the Ros-Tikich megablock of Ukrainian Shield. The selection of uman and gaysyn (in a large-sized variant) complexes is confirmed as independent subdivisions of correlation scheme of Ukrainian NSK, and taking into account the results of geokhronology researches also and tetyev. At the same time, possibility of including of some petrotypes of gaysyn complex not is eliminated in the complement of fastov (as magmatic).

Постановка проблеми. Гранітоїди Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита (УЩ) у порівнянні з такими ж породами інших мегаблоків і досі залишаються геохронологічно найменш вивченими. Це, звісно, не сприяє їх якісному розчленуванню, оскільки основним критерієм розділення нестратифікованих формувань УЩ є дані геохронометричних досліджень [6]. На сьогодні гранітоїди Росинсько-Тікицького мегаблоку охарактеризовані лише п'ятьма реперними значеннями їх віку [4], які знаходяться в досить вузькому інтервалі – від 2032 до 2097 млн р. Таким чином, з урахуванням можливої аналітичної похибки досліджувані породи по суті є майже одновіковими. Комплекси також досить подібні між собою за асоціативним набором окремих видів гранітоїдних порід, що у сукупності з першою причиною унеможливлює об'єктивне картування їх у полі без залучення додаткового комплексу методів досліджень: геологічних, мінералого-петрографічних, ізотопно-геохімічних тощо.

Аналіз останніх досліджень. У відповідності до діючої кореляційної схеми [6] на території Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ виділяються такі комплекси гранітоїдних порід: тетіївський, звенигородський, гайсинський, уманський, ставищенський, фастівський. Однак, у пояснювальній записці до неї ставищенський комплекс втратив свій статус як окремий її підрозділ, що скоротило їх число до п'яти, але не спростило ідентифікацію порід за комплексною належністю у зв'язку із наведеними вище аргументами. Треба зазначити, що шість комплексів (жашківський, гайсинський,тетіївський,

звенигородський, ставищенський, уманський) на території Росинсько-Тікицького мегаблоку пропонував виділити І.Б. Щербаков [15]. При цьому він визнавав правомірною думку В.П. Безвинного та ін. [1] про доцільність об'єднання двох останніх у складі єдиного уманського комплексу. Якщо взяти до уваги той факт, що для досліджуваного мегаблоку типова блоковість не характерна, а виділені І.Б. Щербаковим блоки, з якими пов'язувалося формування гранітоїдів відповідних комплексів, в тектонічному значенні, як він визнавав, такими не являються, а також практично однотипність гранітоїдних порід з незначним переважанням того, чи іншого виду, що представляють переважну більшість комплексів (за винятком уманського), то приходимо до висновку, що у кількісному відношенні їх дійсно забагато. Такої думки дотримуються й В.П. Безвинний [2] і В.В. Зюльцле [5], які чи не перші з дослідників підняли питання стосовно доцільності виділення в межах мегаблоку п'яти гранітоїдних комплексів. До речі, В.П. Безвинний [2] в межах Росинсько-Тікицького блоку, який він розглядає у складі Бузько-Росинського мегаблоку, вважає за доцільне виділяти лише два комплекси ультраметаморфічних утворень – тетіївський та уманський. Вирішенню проблеми належності петротипів [12] гранітоїдів до того чи іншого комплексу присвячена представлена робота.

Мета статті. Спираючись на геохронологічну інформацію щодо гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку, з урахуванням особливостей розподілу мікроелементів та оксидів у провідних петротипах виявити кореляційні взаємозв'язки між породами і на цій основі зробити спробу розділити їх на окремі комплекси.

Виклад основного матеріалу. Для вивчення варіацій речовинного складу гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку була сформована вибірка, в якій представлений фактологічний матеріал з середнього вмісту 11 петрогенних оксидів та 20 хімічних елементів у двадцяти провідних петротипах, зібраний в Проблемній лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету (наук. керівник проф. Толстой М.І) і систематизований у відповідні бази даних. Детальна геохімічна і петрографічна характеристика досліджуваних порід та їх геолого-структурна позиція наведені у роботах [8, 9].

Наступний етап робіт був пов'язаний з ієрархічним тестуванням гранітоїдних порід цієї вибірки, результати якого винесені на рис. 1. Як слідує з представленої дендрограми, петротипи за своїм хіміко-мікроелементним складом в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції розділилися на дві великі породні групи (А, Б), які розмежувалися у повній відповідності до зростання ступеня кременекислотності. Наочно це демонструється факторною діаграмою (рис. 2). На цій діаграмі, побудованій у площині перших двох найсильніших факторів за результатами обробки фактологічного матеріалу методом головних компонент у режимі кореляційної матриці, фактор F_1 визначає кислотно-основну диференціацію досліджуваних порід. Це підкреслюється полярними асоціативними наборами оксидів і мікроелементів з різними за знаком факторними навантаженнями: додатним (у порядку зменшення) для CaO, MgO, Co, FeO, Zn, MnO, Fe_2O_3, Al_2O_3, Ga, Ge, і від'ємним – SiO_2. Необхідність комплексування кластерного і факторного методів зумовлена тим, що саме візуальний аналіз факторних діаграм дозволяє визначити петротипи, що не слід включати до тієї чи іншої вибірки. В даному випадку петротипи, які можна було б вважати «аномальними» у сформованій вибірці, відсутні, оскільки на представленій діаграмі немає фігуративних точок, відчутно віддалених від їх основного поля. Це дозволяє вважати одержані в наслідок проведеної процедури кластеризації результати цілком коректними.

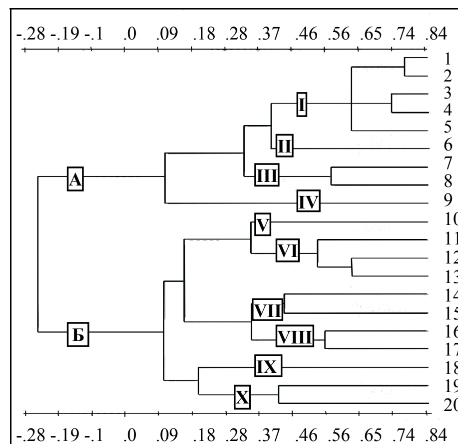


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків між провідними петротипами гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ:
Назви петротипів гранітоїдів: 1–5, 8 – граніти антонівський, росинський, ольшаницький, уманський, богуславський, гайсинський; 6, 7 – лейкограніти погребищенський, гайсинський; 9, 19, 20 – гранодіорити тікицький, гайсинський, райгородський; 10 – плагіограніт звенигородський; 11, 12, 15 – кварцові діорити тетіївський, росинський, тікицький; 16, 17 – діорити кальницький, росинський; 13, 14, 18 – тоналіти тетіївський, гайсинський, вільховецький.
2. А, Б – породні групи з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.
3. I – X – породні підгрупи гранітоїдів із значимими значеннями коефіцієнтів кореляції або наближені до них.

У свою чергу, визначені групи гранітоїдних порід у межах значимих коефіцієнтів кореляції з $r_{кр.} \geq 0{,}44$ при 5% рівні значимості розділяються на окремі підгрупи. У першій з них знаходяться петротипи гранітів антонівських, росинських, ольшаницьких, уманських, богуславських, належність яких до складу єдиного уманського комплексу сприймається практично усіма дослідниками. Незвичною є кореляція, правда на більш високому рівні, з породами цієї підгрупи лейкогранітів погребищенських, відібраних у кар'єрі м. Погребище, оскільки для біотитових гранітів з цього ж кар'єру визначено ізохронний вік по циркону на рівні 2487 млн р, що на 400 – 450 млн р. більше, ніж вік уманських гранітоїдів. І то автори монографії М.П. Щербак та ін. [3] вважають його дещо заниженим. На підставі цих даних ми, як і автори цієї роботи, відносимо ці граніти і досліджені нами лейкограніти погребищенські до тетіївського комплексу, незважаючи на те, що згідно з наведеною дендрограмою вони мали бути у складі уманського. Це якраз свідчить про пріоритетність геохронометричних досліджень при дослідженні комплексної належності порід. Зазначимо, що для гранодіоритів с. Лавровка (верхів'я р. Рось), які І.С. Усенко та ін. [13] відносили до цього ж комплексу, М.П. Щербак та ін. [14] визначили вік по роговій обманці у 2660 млн р. До числа найбільш давніх на території Росинсько-Тікицького мегаблоку згідно з даними [4] належать також калішпатизовані граніти с. Попельня – 2700 млн р. (іонно-іонний метод). Таким чином, виходячи з більш-менш компактного розміщення в межах мегаблоку петротипів порід з високими, по відношенню до інших, значеннями їх віку, можна говорити, що просторове поле розвитку гранітоїдів тетіївського комплексу у порівнянні з географією, визначеною для них І.Б. Щербаковим [15], дещо скоротилося. Виявилося, що локалізуються ці утворення в основному між басейном верхів'я р. Рось та р. Ірпінь, де субстратом для

них могли бути метаморфічні породи росинської серії архейського віку (дані Л.М. Степанюка [10]). Метаморфічні породи тікицької серії, що поширені в басейні річок Гнилий та Гірський Тікич, районі м. Біла Церква і далі на південь, за результатами Sm-Nd ізотопного методу визначені цим автором як палеопротерозойські утворення. Не виключено, що їх плутонометаморфічними аналогами можуть бути гранітоїди звенигородського та уманського комплексів.

Гранітоїди третьої (граніти й лейкограніти гайсинські) і четвертої (гранодіорити тікицькі) породних підгруп, в межах позитивних коефіцієнтів кореляції за речовинним складом з певною долею імовірності співвідносяться з породами першої підгрупи. Це, певною мірою, є правомірним, оскільки обидві породні підгрупи входять до складу однієї і тієї ж групи А. Враховуючи відсутність реперного датування цих порід, ми їх умовно вносимо до складу укрупненого уманського. Зазначимо, що І.Б. Щербаков [15], характеризуючи уманські та гайсинські гранітоїди, які у якості самостійних підрозділів введені до чинної схеми НСК України [6], відзначав, що гранодіорити і особливо граніти дуже подібні до уманських гранітів, що фактично підтверджується результатами проведеної кластеризації їх провідних петротипів.

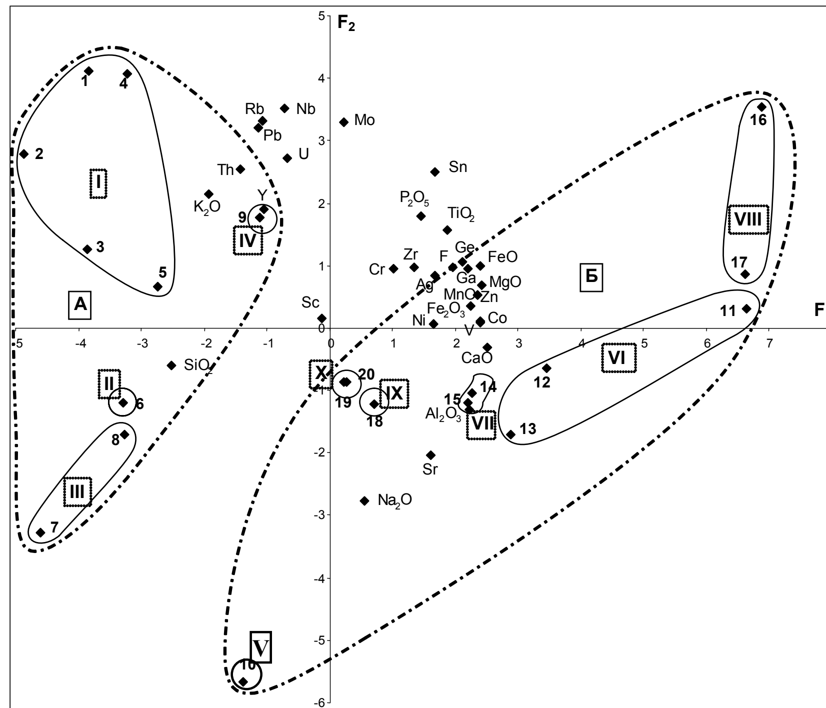


Рис. 2. Факторна діграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ у площині F_1 – F_2: Назва петротипів (1–20) наведені на рис. 1, контурами окреслено поля фігуративних точок підгруп (I-X) і груп (А, Б) петротипів гранітоїдів, виділених за результатами кластер аналізу.

Проблемним виявилося коректне розчленування на окремі комплекси гранітоїдів групи Б, оскільки в її складі присутні породи, які можна відносити як до гайсинського, звенигородського, так і тетіївського комплексу [8, 9]. Ще більш заплутаною виявляється ситуація з комплексуванням гранітоїдів з породних підгруп, виділених у межах значимих коефіцієнтів кореляції. Ця неоднозначність певною мірою знімається, якщо взяти до уваги інформацію В.В. Зюльцле [5]. Цей дослідник вважає, що між усіма ультраметаморфічними утвореннями, поширеними на території мегаблоку, існують лише формальні межі. Це, звісно ускладнює їх розділення як у полі методом прямих спостережень, так і при використанні інших методів.

Виділення двох породних груп (А і Б) має певний геологічний сенс. Як вже зазначалося, гранітоїди групи А умовно віднесені нами до уманського комплексу. Стосовно порід групи Б, то доцільнішим було б включити їх до складу гайсинського комплексу. При цьому ми врахували інформацію А.М. Лисака та ін. [7]. Згідно з нею собіти гайсинського комплексу складають не одну, а дві окремих формації – власне собітову з включенням до неї діоритів, гранодіоритів, плагіогранітів, й уманську біотит-порфірогранітову. На наш погляд, породними представниками цих формацій відповідно є породи груп Б і А. До складу гайсинського комплексу відносимо також звенигородські гранітоїди, взявши до уваги той факт, що в них згідно з даними [15] у невеликих кількостях містяться піроксени, що зближує їх з гайсинськими собітами.

Можливий й інший варіант комплексного розчленування гранітоїдів групи Б. Згідно з даними акцесорної мінералогії [9] в діоритах, кварцових діоритах, тоналітах як цього мегаблоку, так й інших Українського щита, практично відсутні реліктові кристали циркону як детритові, так і магматичні. Це може бути свідченням навіть їхнього інтрузивно-магматичного походження, яке не фіксується прямими спостереженнями через значний вплив накладених процесів. За даними [15] гранітоїди гайсинського комплексу зовні виглядають як типові магматичні утворення. В цьому випадку є їх певна аналогія за способом утворення з інтрузивними породами фастівського комплексу, які через відсутність кам'яного матеріалу, на жаль, залишилися не вивченими.

Як додатковий аргумент можна навести факт взаємної вікової кореляції окремих видів гранітоїдних порід цих комплексів. З числа досліджуваних петротипів, що представляють породи діорит-тоналітового ряду, ізотопний вік безпосередньо, можна сказати, з'ясовано лише для кварцових діоритів росинських (кар'єр с. Острів), оскільки близькі до них за хімічним складом діорити, відібрані в межах цього населеного пункту, були продатовані М.П.Щербаком та ін. [4] на рівні значень 2047 млн р. Можна також взяти

до уваги визначений цими авторами вік для кварцових діоритів с. Буки – 2051 млн р., з якими можна синхронізувати час формування кварцових діоритів тікицьких, відібраних неподалік району поширення перших. Як бачимо, вік наведених петротипів порід цього ряду несуттєво відрізняється від віку фастівських гранітів, який визначений на рівні 2078 млн р. [11].

Якщо ж припустити, що віднесення порід діорит-тоналітового ряду до фастівського комплексу відповідає геологічним реаліям, тоді у складі гайсинського комплексу залишаться лише автохтонні утворення, зокрема, плагіограніти звенигородські з ізохронним віком (по циркону) 2097 млн р. згідно з [4] і гранодіорити гайсинські та райгородські.

Висновки. На підставі проведених досліджень можливі такі попередні висновки. По-перше, підтверджено виділення в якості окремих підрозділів чинної кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію УЩ уманських гранітоїдів в укрупненому варіанті разом зі ставищенськими. Також в укрупненому об'ємі розглядаються гранітоїди гайсинського комплексу з віднесенням до їх складу звенигородських. Лише за результатами геохронологічних досліджень (оскільки за речовинним складом вони близькі до уманських) ідентифікуються породи тетіївського комплексу з широким віковим інтервалом 2487–2660 млн р. [3, 14]. Залишилися не дослідженими гранітоїди фастівського комплексу, вивчення яких і проблематичне віднесення до них петротипів діорит-тоналітового ряду, внесених попередньо до складу укрупненого гайсинського, в планах на майбутнє. Разом з тим, не виключається, що за способом формування і за віком породи діорит-тоналітового ряду наближені до інтрузивних утворень фастівського комплексу і можуть за цими ознаками входити до його складу. Для більш коректного розчленування гранітоїдних порід Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ доцільно проаналізувати їх провідні петротипи на вміст рідкісноземельних елементів, що дозволить уточнити їх комплексну приналежність.

1. *Безвинный В.П.*, *Орса В.И.* Раннепротерозойские граниты Росинско-Тикичского района // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – 1998. – С. 92–94. 2. *Безвинный В.П.* Особливості геологічної будови та складу супракрустальних і ультраметаморфічних утворень Росинсько-Тікицького блока Українського щита. Автореф. дисс. … канд. геол. наук. К., 2008. 3. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей */ Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н.* – 2005. – 243 с. 4. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / *Н.П. Щербак , Г.В. Артеменко , И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко, Л.В. Шумлянский.* – 2008. – 239. 5. *Зюльцле В.В.* Проблемные вопросы соотношения структурно-вещественных комплексов Росинско-Тикичского и Днестровско-Бугского мегаблоков Украинского щита // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы: тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф., Киев, 31 мая – 4 июня 2010. К., 2010. – С. 82–83. 6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). 2004. – 30 с. 7. *Лысак А.М.*, *Пащенко В.Г.* Собитовая формация западной части Украинского щита (объем и внутреннее строение) // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов, 1981. – С. 92–104. 8. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: навч. посібник / *М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко* та ін. – К.: ВПЦ Київський університет, 2003. – 329 с. 9. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / *М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін* та ін. – К.: ВПЦ Київський університет, 2008. – 359 с. 10. *Степанюк Л.М.* Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой). Автореф. дисс. … докт. геол. наук. – 2000. – 34 с. 11. *Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О.* та ін. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь // Мінерал. журн. – 2000. – **22,** № 1. – С. 115–118. 12. *Толстой М., Гасанов Ю., Гожик А., Соловйов І.* Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування // Зб. наук. праць, геологічний ін-т Київського університету. – Київ, 1995. – № 1. – С. 65–79. 13. *Усенко І.С., Орса В.І., Хатунцева А.Я, Цуканов В.О.* та ін. Геосинклінальні гранітоїди Українського щита // Геол. журн. – 1973. – 33, № 1. – С. 3–14. 14. Щербак Н.П., Рябоконь В.В. Докембрий района р. Рось // Геохронология докембрия Украины. К., 1965. – С. 52–56. 15. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов. – 2005. – 364 с.

Надійшла до редколегії 23 09.10

УДК 552.11:552.43(48)

В. Гаценко, наук. співроб.

ГЕОЛОГІЧНЕ ПОЛОЖЕННЯ МЕТАБАЗИТІВ ЧЕМЕРПІЛЬСЬКОЇ СТРУКТУРИ СЕРЕД БАЗИТОВИХ КОМПЛЕКСІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.І. Павлишиним)

В результаті дослідження виявлено, що метабазити Середнього Побужжя є неоднорідними за геохімічними характеристиками, але вони мають спільний тренд від магнезіальних до високозалізистих порід. Високотитанисті метабазити Чемерполя суттєво відрізняються за складом петрогенних оксидів та мікроелементів від загальної маси метабазитів Середнього Побужжя. Стверджується, що ці породи утворилися під час суттєво іншого магматичного процесу. Зважаючи на подібність хімічного складу високотитанистих метабазитів Чемерполя до базитів анортозит-рапаківігранітної формації, припускається, що вони являють собою прояви дайкових слабодиференційованих тіл анортозит-рапаківігранітної формації у Середньому Побужжі.

The study proved that Middle Boug metabasites are non-homogeneous by geochemical nature but they form a common trend from magnesia metabasites in direction of highferrous rocks. Hightitaniferous metabasites of Chemerpil structure are essentially differ from other metabasites by petrogenesis oxides and trace elements they contain. It is claimed that above mentioned rocks are belong to different magmatic process than other Chemerpil structures metabasites. Taking into consideration the similarity of Hightitaniferous metabasites of Chemerpil structure and basites anorthosite-rapakivi-granite association by chemical composition we can assume the following : Hightitaniferous metabasites of Chemerpil structure are the manifestations of dyke low-differentiated bodies of anorthosite-rapakivi-granite association in Middle Boug area.

Постановка проблеми. Базит-ультрабазитові комплекси Середнього Побужжя (СП) вже більш як півстоліття є об'єктом докладного вивчення багатьох дослідників [2–4, 6, 7,10–17 та ін.]. Інтерес до цих утворень обумовлений тим, що з ультрабазитами в Побузькому районі пов'язані родовища нікелю (габро-перидотитова формація), а породи гіпербазитової формації містять хромітові руди. Ультрабазити СП вивчалися досить детально [4, 10, 12 та ін.], а базити розглядалися схематично й вивчені недостатньо. Немає єдиної думки щодо однорідності метабазитів СП. У світлі недостатньої вивченості базитових порід району дослідження на цю тему набувають актуальності.

Останні дослідження та публікації. У загальній кількості опублікованих робіт, присвячених базит-ультрабазитовій тематиці СП, досліджень з петрохімії основних порід досить небагато. І.Б. Щербаков виділяє два генетичних типи метабазитів, характерних для СП: двопіроксенові (двопіроксен-плагіоклазові) сланці (метаморфізовані ефузиви) та метаморфізовані габро-

норити [13, 14]. Метагаброїди віднесено до габро-перидотитового комплексу, а кристалосланці є складовою гранулітів гайворонського комплексу. Модальний мінеральний склад базитів обох типів подібний: піроксени, плагіоклаз, рогова обманка, гранат, біотит, магнетит, ільменіт, іноді у кристалосланцях присутній кварц. До петрохімічних особливостей усіх метабазитів СП автор відносить низький вміст SiO_2 (середнє 47 %), високий вміст CaO (10 %), та низький – лугів, особливо калію (сума лугів 0,97–3,26 %, K_2O 0,1–1,18 %). Габроїди відрізняються від кристалосланців більш високим вмістом TiO_2 0,8–2,9 % проти 0,5–1,4 %, більш низьким K_2O 0,1–0,9 % проти 0,3–1,6 %. Досить надійним автор вважає геохімічний критерій для розділення цих двох груп порід. Вони відрізняються за вмістом, перш за все, елементів групи заліза – нікелю та хрому. Загальною геохімічною особливістю гранулітових базитів, що відрізняє їх від молодих базальтів, є високий вміст Ni, Cr, Ga, V та низькі Cu і Sr. Згідно з думкою автора, метабазити Побужжя не мають аналогів серед молодих порід, ближче всього вони до толеїтів. В.В. Сліпченко, застосовуючи хіміко-мінералогічну класифікацію К.О. Жук-Почекутова, виділяє 4 петрохімічні типи метабазитів СП [7]. Три типи метабазитів відносяться автором до первинно магматичних, а четверта група – до продуктів глибокого вивітрювання основних та ультраосновних порід. Автор указує на суттєві відмінності хімізму метабазитів СП за вмістом глинозему і двовалентного заліза та робить висновки про малу імовірність утворення цих порід у результаті ізохімічного регіонального метаморфізму габроїдів. Виявлено спорідненість хімізму метабазитів СП та трапів древніх платформ. Щодо толеїтових базальтів, автор зауважує, що, незважаючи на певну аналогію хімічного складу метабазитів СП з цими породами, існують значні відмінності за вмістом заліза, титану та натрію. А.Я. Каневський, досліджуючи амфіболіти СП, робить висновки про їхне первинно магматичне походження та виділяє амфіболіти трьох видів: магнезіальні, залізисті та кальцієві [3]. Геохімічною особливістю амфіболітів СП вважається аномально високий вміст V в порівнянні з кларком для основних порід (у 10 разів) [8]. В іншій статті цей автор досліджує вміст Ti та Fe в мафітах та метамафітах СП [4]. На його думку, за вмістом титану ці породи близькі до платформних базальтів, особливо до "базальтової оболонки" континентів. О.Б. Фомін із співавторами виділяють серед мафіт-ультрамафітів Молдовської структури СП перидотитові та піроксенітові коматіїти, які залягають серед базальтових коматіїтів. Дослідники позначають наявність коматіїтів в інших структурах Побужжя, з якими пов'язані залізисто-кременисті породи [11]. Базальтові коматіїти Молдовської структури за хімізмом близькі до толеїтових базальтоїдів. Вказується на специфічний характер хімічного складу ультрамафітових коматіїтів УЩ. Вважається, що коматіїти УЩ належать до ефузивної фації ранньодокембрійського протоофіолітового комплексу. У статті [15] автори розширюють коматіїтову тему. Серед базит-ультрабазитових порід УЩ крім коматіїтів, вони відмічають толеїтові базальти, які представлені двопіроксеновими кристалосланцями та амфіболітами і можуть бути не пов'язаними із ультрабазитами. На базі цих та подальших досліджень в СП було виділено коматіїтовий комплекс [12] та, пізніше, коматіїт-толеїт-базальтову формацію в дністрово-бузькій та бузькій серіях [2]. Е.О. Нікуліна із співавторами виділяє серед базит-гіпербазитів СП толеїтову серію з сильно вираженою феннеровською тенденцією кристалізації магми з незначною часткою коматіїтової складової [6] . Автори пропонують свій варіант поділу капітансько-деренюхінського комплексу (КДК). Стверджується, що його утворення являють собою кореневі частини зеленокам'яних структур, або первісну кору.

Мета роботи – по-перше, дати петрографічну, мінералогічну та геохімічну характеристику високотитанистих метабазитів Чемерполя (ТМЧ) – своєрідних метабазитів, які значно відрізняються за своїми хімічними характеристиками від загальної маси метабазитів СП, по-друге, – порівняти хімічні характеристики метабазитів різних структур СП для з'ясування ступеню їхньої однорідності, визначити позицію ТМЧ серед базитових комплексів СП.

Об'єктом дослідження є метабазитові породи СП, які згідно з кореляційною хроностратиграфічною схемою докембрію УЩ (2004) входять до складу КДК.

Викладення матеріалу дослідження. Чемерпільська структура належить до Синицівської зони (назва дана згідно з [14]), яка розташована у Голованівській шовній зоні більш високого порядку. Ця структура описана М.О. Ярощук спочатку як ділянка розвитку залізних руд [16]. Пізніше, у зв'язку з виявленням у цьому районі низки золоторудних об'єктів, у тому числі і Майського родовища золота, М.О. Ярощук та О.В. Вайло дають детальний опис Чемерпільської ділянки як складової Савранського рудного поля [17].

З того часу Правобережною геологічною експедицією на Чемерпільській ділянці проведено детальне буріння, в тому числі глибоких свердловин, і отримано нову інформацію щодо будови та породного складу цього геологічного об'єкту. Із всього розмаїття порід, більшість з яких зазнала суттєвих метаморфічно-метасоматичних змін, увагу автора привернули породи різного мінерального складу та рівня змінення речовини, але їх поєднувала одна особливість – аномально високій вміст TiO_2. За геохімічними характеристиками ці породи були віднесені до базитів. На жаль, незмінених базитів виявлено не було. Структурно-текстурні ознаки та набір породоутворювальних мінералів свідчать про переробку первинних порід в умовах амфіболітової фації метаморфізму. До того ж, набір високотитанистих порід, як згадувалось вище, виявився досить строкатим. За петрографічними, мінералогічними та геохімічними властивостями ТМЧ поділяються на три групи.

Перша група найбільш численна та витримана за мінерально-петрографічними та геохімічними ознаками. Вона представлена лейкократовими біотитовими амфіболітами – директивними лепідонематогранобластовими породами, що складаються із залізистої рогової обманки, олігоклазу, аніту та ільменіту. В помітних кількостях тут присутні апатит та сфен. В породах завжди є кварц (до 5 %) та акцесорний циркон. Хімічний склад порід (%): SiO_2 – 46,21–53,27, TiO_2 – 2,84–4,75, Al_2O_3 12–14,8, FeO сумарне 12,92–16,48, MgO 3,26–5, CaO 6,61–9,18, Na_2O 2,56–3,42, K_2O 0,72–1,59, P_2O_5 0,28–0,78. Глиноземистість низька (0,58–0,74), залізистість 0,76–0,81 (коефіцієнти глиноземистості $al'=Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ та залізистості $Кф=(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ розраховано згідно з [5]). Метабазити цієї групи належать до сублужних порід калієво-натрієвого типу лужністі. Нормативний склад такий: Hyp+Di+Or+Pl+Ilm+Mt+Ap+Pyr±Qu±Ol (символи мінералів: Ol – олівін, Hyp – гіперстен, Cor – корунд, Ne – нефелін, Or – ортоклаз, Pl – плагіоклаз, Qu – кварц, Ilm – ільменіт, Mt – магнетит, Ap – апатит).

За класифікацією базитів, згідно з даними CIPW (Г.С. Йодер, К.Э. Тилли, 1965) породи займають поле кварцових толеїтів. На TAS діаграмі вони потрапляють в поля трахібазальтів та базальтів, а на подібній діаграмі О.О. Богатікова [5] – в поле сублужних олівінових базальтів.

Друга група репрезентована гранат-роговообманковими, біотит-гранат-роговообманковими кристалосланцями (гранатовими амфіболітами), рідше біотитвмісними роговообманковими та роговообманковими кристалосланцями. У цих породах кварц зустрічається в породоутворювальних кількостях. Породи складаються із глиноземистої рогової обманки, андезину, альмандину, ільменіту, аніту та флогопіту. Із другорядних мінералів присутні апатит та сфен, акцесорний циркон. Їм притаманні директивно-такситові текстури та порфіробластові, пойкілобластові та лепідо-нематогранобластові структури. Породи характеризуються таким хімічним складом (%): SiO_2 – 50,13–56,01, TiO_2 – 3,02–3,9, Al_2O_3 13,36–14,61, FeO сумарне 10,07–13,76, MgO 3,25–4,73, CaO 5,74–8,07, Na_2O 1,8–2,36, K_2O 0,67–1,4, P_2O_5 0,49–0,78. Глиноземистість порід групи помірна, до високої (0,76–1,03), залізистість – 0,71–0,8. За кількістю та відношенням лугів вони належать до нормального ряду та калієво-натрієвого типу. Нормативний склад: Hyp+Pl+Qu+Or+Ilm±Di+Ap+Mt.

Ці кристалосланці потрапляють у поле кварцових толеїтів. На TAS діаграмі вони займають поле андезибазальтів.

До третьої групи віднесені біотитові кристалосланці, іноді гранатвмісні. Для цих порід характерні директивні, рідше директивно-такситові текстури та лепідогранобластові, іноді порфіробластові структури. Породоутворювальним мінералом тут є біотит, другорядні – плагіоклаз, кварц, ільменіт, іноді – гранат. Породи збагачені апатитом, в невеликій кількості присутні сульфіди. Це найбільш змінена група порід, неоднорідна за хімічним складом. Віднесення порід цієї групи до метабазитів є досить умовним. Хімічний склад порід (%): SiO_2 – 42,23–45,07, характерний високий вміст двоокисиду титану до 4,85, глиноземистість варіює в широких межах від низької (0,52) до помірної (0,78), Al_2O_3 – від 12,23 до 16,36, залізистість 0,61–0,78 при вмісті сумарного заліза 15,73–17,93, значні коливання вмісту MgO, CaO (4,60–10,05 і 1,86–5,01 відповідно) та лугів (4,5–8,67), останнє пов'язано з високім вмістом K_2O у більшості проб (до 6,81). Це лужні породи калієвого типу. P_2O_5 змінюється в досить широкому інтервалі – 0,23–0,79, що обумовлено варіаціями кількості апатиту. Нормативний склад (CIPW) порід також характеризується строкатістю. Були розраховані такі нормативні мінерали: Ol+Or+Pl+Ilm+Mt+Ap+Pyr±Hyp±Di±Cor±Ne.

Біотитові кристалосланці потрапляють на межу полів лужних олівінових базальтів та олівінових толеїтів, частково – у поле олівінових толеїтів. На TAS діаграмі вони посідають поля лужних базальтів, частково – помірно лужних пікробазальтів.

Головною відмінністю ТМЧ відносно інших метабазитів СП є відсутність в складі порід модальних піроксенів та магнетиту, підвищений вміст ільменіту (8–12 %) та апатиту (0,5–1,6 %).

Особливості розподілу мікроелементів ТМЧ є специфічними. Це стосується насамперед елементів групи заліза. Усі ТМЧ виділяються серед метабазитів СП зокрема [3–4, 10, 12–14], та серед базитових порід взагалі [8], аномально низькими вмістами нікелю та кобальту, і, особливо, хрому. Тоді як І.Б. Щербаков наводить середні вмісти Ni у кристалосланцях та габроїдах СП відповідно 120 і 306 г/т, Cr 396 та 1130 [13,14], в усіх трьох групах ТМЧ вміст нікелю коливається в межах 8–60 г/т, вміст хрому – 3–10 до 20 г/т.

Занижені кількості хрому та нікелю для первинних основних порід явище досить рідкісне. Воно незвичайне для метабазитів СП, але не унікальне для основних порід взагалі. Подібна тенденція спостерігається для базитів анортозит-рапаківігранітної формації [1].

Високий вміст Fe та підвищений Ti і в той же час аномально низький Cr та Ni свідчать про високий ступінь диференціації порід.

В амфіболітах, біотитових та гранат-амфіболових кристалосланцях відсутні мінерали-носії Cr та Ni: не спостерігаються олівін, хромшпінеліди, сульфіди нікелю, хроміт, магнетит – мінерали, які забезпечують підвищені вмісти Cr та Ni в базит-ультрабазитових породах КДК СП. Головним рудним мінералом ТМЧ є ільменіт, вміст хрому та нікелю в якому при вимірюванні виявився нижче чутливості приладу (рентгенівський мікроаналізатор JXA-5, GEOL). Вміст Ni та Cr в амфіболі та біотиті, що складають породи низький (рогова обманка: Ni =6–30, Cr =2–10 г/т, біотит: 10–30 та 4–6 г/т відповідно).

Вміст ванадію для першої та третьої груп ТМЧ відповідає кларковим кількостям згідно з [8] (200–300 та 200–400 г/т), а в другій групі він є в два рази нижчим, ніж кларк для основних порід (60–100 г/т). Це пояснюється тим, що головним джерелом V в породах є не ільменіт, а біотит та амфібол. Породи другої групи містять біотит в невеликих кількостях (2–10 %), до того ж, у флогопіті V приблизно в два рази менше, ніж в аніті (250–300 та 500–600 г/т відповідно).

Геохімія некогерентних елементів ТМЧ характеризується такими особливостями. Відзначається дещо підвищений вміст цирконію в пробах першої групи. Вміст Nb вдвічі нижче за кларковий в усіх групах метабазитів. У метабазитах всіх трьох груп зафіксовано підвищений вміст Ba, що пов'язується з наявністю високобарієвого плагіоклазу (Ba в плагіоклазі 0,6–1 %) та Sr – в першій та другій групах, в третій – на рівні чутливості приладу. В метабазитах першої та другої груп Sr/Ba відношення варіює від 1 до 13.

В породах усіх груп спостерігаються окремі аномалії W, Mo, Bi, Cu.

Порівняння петрохімічних властивостей метабазитів СП.

Методика досліджень. Для всебічного аналізу метабазитів СП та порівняння з ними ТМЧ було створено вибірки петрохімічних даних для метабазитів окремих структур СП, які попередніми дослідниками було віднесено до таких формацій: гіпербазитової (Капітанківська структура), габро-перидотитової (Тернуватська, Демов'ярська, Кумарівська), залізорудної (Полянецька, Секретарська, Молдовська, Троянська, Майська, Савранська, та Чемерпільська). Вибірки створювались з даних різних років, взятих з опублікованої літератури та виробничих звітів, частково – за матеріалами автора. Отримана таким чином вибірка містить хімічні аналізи більш ніж 300 проб метабазитів. Хімічні аналізи, на жаль, майже ніколи не супроводжувались даними вмісту мікроелементів, або вміст наводився вибірково, тому порівняння хімічних властивостей метабазитів СП базується на аналізах породоутворювальних оксидів та узагальнюючих висновках дослідників, стосовно складу рідкісних елементів.

Вибірка по ТМЧ складається з даних автора. Проби Чемерпільської структури було проаналізовано в хімічній лабораторії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України методом силікатного аналізу. Таким же чином було отримано значну частину вибірок по Полянецькій та Капітанківській структурах (кам'яний матеріал було люб'язно надано О.О. Юшиним). У пробах також аналізувався вміст мікроелементів напівкількісним спектральним аналізом на установці СТЭ-1 у відділі спектральних методів досліджень ІГМР.

Результати. Було проведено порівняння петрогенних компонентів ТМЧ з середніми значеннями таких для метабазитів СП (рис. 1а). Крім TiO_2, метабазити Чемерполя дуже відрізняються підвищеним вмістом K_2O і P_2O_5, та значно заниженими MgO і Fe_2O_3. Вміст мікроелементів ТМЧ порівняно з високотитанистими метабазитами Полянецької структури (рис. 1б): вміст Zr і Sr ТМЧ перевищує такий в Полянецьких метабазитах в кілька разів, а Ba в сотні разів, Ni, Co та Cr в ТМЧ набагато нижчий, ніж в метабазитах Полянецької структури, хоча останній нижче кларку для основних порід [8].

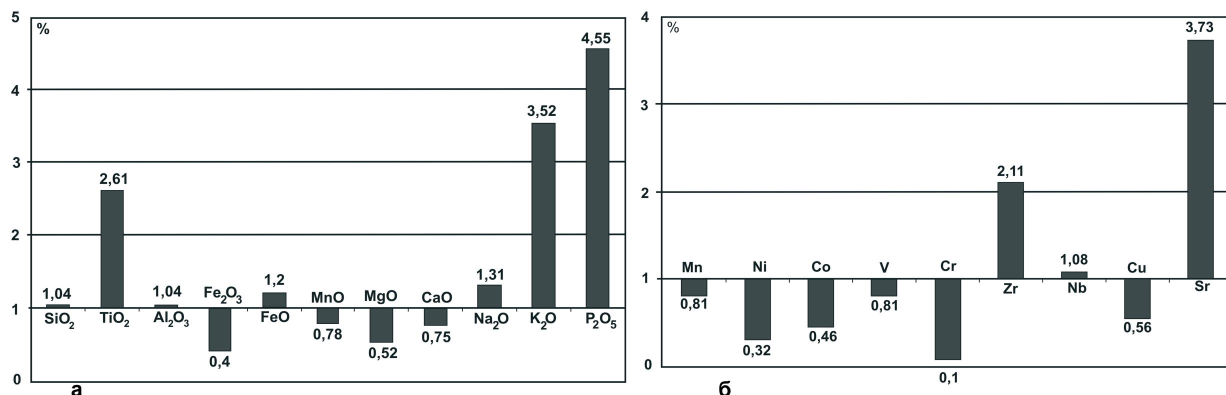


Рис. 1. Відношення вмісту петрогенних компонентів ТМЧ до середнього вмісту метабазитів СП (а), мікроелементів ТМЧ до високотитанистих метабазитів Полянецької структури (середні значення за вибіркою автора)

Для розв'язання питання однорідності метабазитів кожної структури за петрохімічними властивостями та порівняння метабазитів різних структур між собою, були використані різні бінарні та трьохкомпонентні діаграми. Найбільш інформативною виявилася бінарна діаграма співвідношення TiO_2 від залізистості порід (рис. 2). Метабазитам більшості структур СП притаманна пряма кореляція між залізистістю та вмістом титану, але ж для Полянецької, Молдовської та Тернуватської структур характерним є відокремленість полів розвитку метабазитів, а саме: 1) метабазити з низьким та помірним вмістом титану (до 1,5 %) та помірною залізистістю – більш численна група, для якої характерна пряма кореляція залізистості та титану, 2) із підвищеним вмістом титану та високою залізистістю (більше 0,7) – менша за кількістю проб група, де спостерігається зворотна кореляція між залізистістю та титаном. Такими є групи високозалізистих (F=0,7–0,8) та високотитанистих метабазитів Полянецької (TiO_2 >3,5 %) і Тернуватської (з відносно підвищеним вмістом TiO_2 =1,34–1,78 %) структур. Для Молдовської навпаки – спостерігається пряма кореляція залізистості та титану для порід з помірною залізистістю та вмістом TiO_2 від 1 до 1,6 %, а зворотна притаманна високозалізистим (F≥0,75) метабазитам, де TiO_2 варіює від 0,29 до 2,5. У ТМЧ для виділених груп не спостерігається чітка кореляція цих параметрів. Для порід першої групи кореляція відсутня взагалі. Це свідчить про певну неоднорідність метабазитів як усього СП взагалі, так і в межах окремих структур. Звичайно, імовірність виявлення певної неоднорідності в межах окремої структури дуже залежить від ступеня вивченості об'єкту, але ж, наприклад, для Кумарівської структури, вибірка по якій складає 50 проб, є однорідною, кореляція між залізом та титаном досить задовільна.

Також, не можна сказати, що певні властивості хімічного складу метабазитів пов'язані з їхньою формаційною приналежністю.

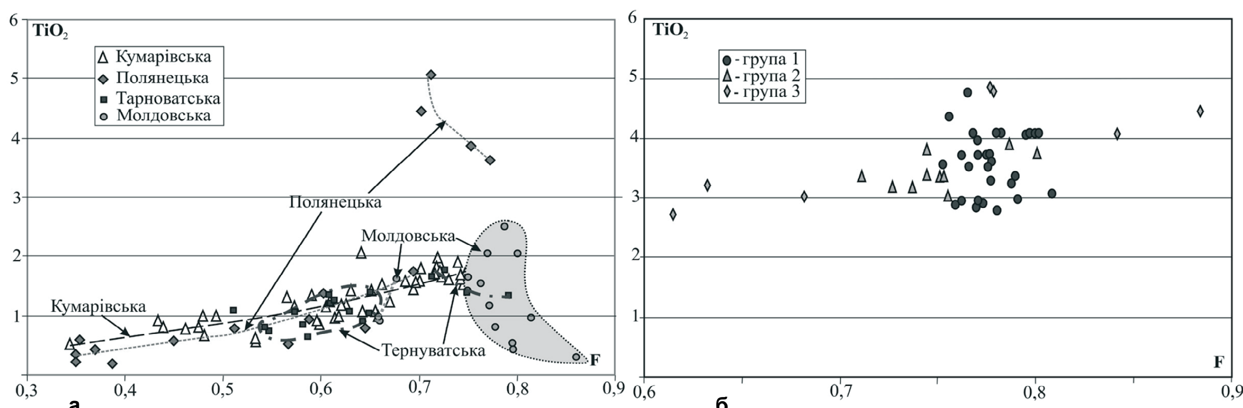


Рис. 2. Кореляція вмісту TiO_2 та залізистості (F) для метабазитів окремих структур СП (а) та Чемерпільської структури (б)

Фактором, що перешкоджає порівнянню порід за петрохімічними критеріями, є наявність метаморфо-метасоматичних змін речовини метабазитів різної інтенсивності для різних структур СП. Щоб виключити з розгляду породи з явними ознаками метасоматичної переробки, нами були використані методики геохімічного "очищення" вибірок метабазитів. Вони полягають у вилученні з розгляду проб із вмістом некогерентних елементів, величини яких перевищують кларкові для основних порід згідно з О.П. Виноградовим [8]. Для СП це насамперед As та Au, а також W, Mo, Bi. За геохімічними критеріями були очищені вибірки автора по ТМЧ, метабазитам Полянецької та Капітанківської структур. Також для цих структур було виділено поля розвитку метасоматитів певного профілю, що утворилися по метабазитах.

Оскільки всі об'єкти, що аналізуються, належать до єдиної тектонічної структури – Голованівської шовної зони – на всі метабазити СП більшою чи меншою мірою впливали подібні метасоматичні фактори. З розгляду вилучались проби метабазитів, точки яких потрапляли в поля розвитку метасоматитів. Наприклад, значна частина метабазитів Троянської структури і всі породи Майської та Савранської структур потрапили в ці поля і їх було відбраковано.

На AFM діаграмі переважна більшість метабазитів СП потрапила в поле толеїтової серії, але невелика кількість метабазитів опинилася у полі вапнисто-лужної серії. Оскільки це поле було окреслено за даними метабазитів Чемерпільської структури як область розвитку метасоматитів, збагачених арсеном, стверджується, що попадання метабазитів в поле вапнисто-лужної серії є результатом їхнього подальшого метасоматичного перетворення.



Рис. 3. AFM-діаграма для метабазитів різних структур СП

На рис. 3 наведено AFM-діаграму з полями поширення метабазитів окремих структур СП, яку було отримано після вилучення усіх проб, що потрапили в поля розвитку метасоматитів. Різними позначками виділено тренди трьох різних формацій, до яких відносять базит-ультрабазитові породи СП. В магнезіальній області для прикладу винесено тренд ультрабазитів гіпербазитової формації. Усі ці тренди окреслюють єдину тенденцію для усіх метабазитів СП, за винятком ТМЧ.

Метабазити структур СП відрізняються за співвідношеннями магнію та заліза. Найбільший відсоток MgO притаманний метабазитам Демов'ярської та Капітанківської структур, що відносяться до високомагнезіальних габро-перидотитовою та гіпербазитової формацій. Метабазити Кумарівської та Тернуватської структур габро-перидотитовою формації більш залізисті, причому, Кумарівські метабазити утворюють видовжений, але суцільний контур, а Тернуватські розпадаються на два поля, що спостерігалося на діаграмі F-TiO_2 (рис. 2). Помірнозалізисті метабазити Тернуватської структури розташовуються у середині тренду базитів габро-перидотитової формації, на рівні магнезіальних Кумарівських метабазитів.

Для метабазитів залізорудної формації природне розташування в залізистій частині тренду, але видовжене у напрямку магній-залізо поле метабазитів Секретарської структури займає значну частину як магнезіальної, так і залізистої областей тренду. Залізистість метабазитів Секретарської структури коливається від 43,95 до 75,82. Для Полянецької структури характерні два поля розповсюдження метабазитів в магнезіальній та високозалізистій частинах тренду. Високозалізисте поле метабазитів займають високотитанисті породи (TiO_2 3,62–5,05 %) – вміст титану найвищій для СП. Характер співвідношення залізо-титан було розглянуто вище. Метабазити Молдовської структури теж неоднорідні за своїм складом. У рамках єдиного поля ці породи розпадаються на високотитанисту та низькотитанисту високозалізисту області (на діаграмі пунктиром показано низькотитанисте поле в контурі розповсюдження метабазитів та тенденцію зростання залізистості, яка намічається в окремих пробах).

Метабазити Чемерпільської структури значно зсунуті у лужну частину діаграми відносно всіх інших метабазитів СП. Це положення відокремлене від тренду базитів залізистої формації і не перекривається жодним з контурів інших структур СП. ТМЧ на діаграмі AFM потрапляють в поле ферробазальтів, яке було виділено в тренді Скергаардської інтрузії [9].

Висновки. Метабазити СП є неоднорідними за геохімічними характеристиками. Ця неоднорідність укладається в рамки тренда диференціації від магнезіальних (Демов'ярської та Капітанківської структур) до високозалізистих (Молдовської структури) метабазитів.

Високотитанисті метабазити Чемерполя суттєво відрізняються за складом петрогенних оксидів та мікроелементів від загальної маси метабазитів СП. Вони не потрапляють на загальний тренд диференціації метабазітів СП. Подібними до них, але не ідентичними, є високотитанисті метабазити Полянецької структури, яка просторово пов'язана з Чемерполем. Високий вміст Fe і підвищений Ti та низький Cr та Ni свідчать про високий ступінь диференціації порід.

Можна вважати, що ТМЧ належать до суттєво іншого магматичного процесу, ніж метабазити СП. Зважаючи на подібність хімічного складу ТМЧ до базитів анортозит-рапаківігранітної формації, припускаємо, що ТМЧ та, можливо, високотитанисті метабазити Полянецької структури являють собою прояви дайкових слабо диференційованих тіл анортозит-рапаківігранітної формації у Середньому Побужжі.

Подяки. Автор щиро вдячний співробітникам Правобережної ГЕ за наданий кам'яний матеріал і можливість опрацювати фондові джерела, співробітникам хімічної, спектральної лабораторій ІГМР ім. М.П. Семененка, І.М. Бондаренку та Л.І. Канунніковій (мікрозондові дослідження речовини) за виконання аналітичних робіт.

1. *Великославинский Д.А., Биркис А.Л. Богатиков О.А.* и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. – 1978. 2. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений / Е.М. Лазько, А.А. Сиворонов, М.А. Ярощук и др. – К., 1990. 3. *Каневский А.Я.* К классификации амфиболитов Среднего Побужья // Геол. журн. – 1988. – 48, № 4. – С. 29–39. 4. *Каневский А.Я.* Распределение титана и железа в мафитах и метамафитах Среднего Побужья // Геол. журн. – 1988. – №2. – С. 97–101. 5. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. – 1981. 6. *Никулина Э.А., Павлюк В.Н., Довгань Р.Н.* Формационная типизация и геодинамический режим формирования базит-гипербазитовых ассоциаций Днестровско-Бугской гранулит-гнейсовой области // Мин. журн. – 2006. – 28, № 3. – С. 38–59. 7. *Слипченко В.В.* О генезисе метабазитов Среднего Побужья (по петрохимическим данным) // Геол. журн. – 1978. – 38, № 1. – С. 113–121. 8. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин и др. – 1990. 9. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. – 1970. 10. *Фомин А.Б.* Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. – 1979. 11. Фомин А.Б., Єгоров О.С., Когут К.В. Про коматіїти Українського щита. // Доповіді АН УРСР, сер. Б. – 1980. – № 2. 12. *Фомин А.Б.* Геохимия гипербазитов Украинского щита. – 1984. 13. *Щербаков И.Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – 1975. 14. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – 2005. 15. *Ярощук М.А., Фомин А.Б., Когут К.В.* и др. Связь железисто-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматиитами и толеитовыми базальтами // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 29–42. 16. *Ярощук М.А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. – 1983. 17. *Ярощук М.А., Вайло А.В.* Савранское рудное поле гнейсо-гранулитовой зоны Украинского щита. – 1998.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 550.4:553.48

О. Веліканова, канд. геол. наук
Ю. Веліканов, канд. геол.-мінералог. наук

ДЕЯКІ ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ І РУДОНОСНІСТЬ УЛЬТРАБАЗИТІВ ДЕВЛАДІВСЬКОГО МАСИВУ (СЕРЕДНЄ ПРИДНІПРОВ'Я)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Загнітком)

Наведено результати вивчення геохімічних особливостей і рудоносності ультрабазитів Девладівського масиву. Визначено перспективність Девладівського масиву щодо відкриття родовищ сульфідного нікелю, кобальту і міді.

The paper deals with geochemical characters and ore perceptivity of ultrabasic rocks of the Devladovo massif. A perspective of the Devladovo massif for discovery of deposits of sulfide nickel, cobalt and copper is suggested.

Вступ. У зв'язку зі зростанням потреб сучасної промисловості на такі стратегічно важливі метали як Ni, Co, Cr і Cu, на сьогодні важливою проблемою є пошуки їх родовищ. Ці метали, як генетично, так і просторово часто пов'язані з ультраосновними та основними породами. У зв'язку з цим, з метою прогнозної оцінки на корисні копалини, було виконано детальні геохімічні дослідження ультрабазитів Девладівського масиву з використанням традиційних і сучасних петрологічних та геохімічних методів.

Вихідні передумови та постановка завдання. Раніше ультрабазити Девладівського масиву з різною мірою детальності були описані у працях З. Бурцевої зі співавторами [1], Є. Голуб зі співавторами [2], М. Ільвицького [3, 4], М. Семененка зі співавторами [5], З. Танатар-Бараша і М. Ільвицького [6, 7], Л. Шумлянського і О. Великанової [8] та інших дослідників. Однак комплекс питань геохімії, що стосуються перспектив рудоносності Девладівського масиву на ряд дефіцитних в Україні металів, залишився не дослідженим. Нам вдалося систематизувати наявні дані по геохімії, дослідити еволюцію геохімічних процесів, які відбувалися у товщі масиву і вели до формування аномальних концентрацій рудних елементів. Основним завданням виконаних досліджень було встановлення головних петрологічних і геохімічних особливостей ультрамафітів Девладівського масиву, а також оцінка їх рудно-геохімічної спеціалізації.

Девладівській масив знаходиться в межах Девладівської регіональної зони розломів. Масив складений перидотитами, габро-перидотитами, дунітами і піроксенітами. В краєвих частинах масиву, окрім серпентинітів, подекуди спостерігаються актиноліт-тремолітові і хлоритові сланці.

Вмісні породи в центральній частині масиву і на заході представлені амфібол-біотитовими гнейсами та мігматитами, на сході – рожево-сірими плагіоклаз-мікрокліновими порфіровидними демуринськими гранітами.

Дуніти і перидотити характеризуються високою магнезіальністю, залізистістю, низьким вмістом кремнезему, двоокису титану і лугів. За хімічним складом піроксеніти досить близькі до перидотитів, але відрізняються більш високим вмістом кремнезему, глинозему і лугів.

Виконані нами дослідження вказують, що за низкою петро- і геохімічних характеристик (підвищена магнезіальність, сумарна залізистість, високий вміст хрому і нікелю) ультраосновні породи Девладівського масиву близькі до глибинної гіпербазитової формації і співставні з гіпербазитами Уралу, Печенги і Воронезького кристалічного масиву, в яких встановлено промислові запаси сульфідних мідно-нікелевих руд.

За вмістом "малих" елементів ультраосновні породи Девладівського масиву характеризуються підвищеним вмістом Sc, V, Ti, Cr, Ni і Cu. Скандій концентрується в піроксенах і амфіболах, головними мінералами-носіями Ti і V є піроксени, амфіболи, ільменіт, магнетит і хромшпінеліди. У порівнянні з кларком для ультраосновних порід земної кори ультрабазити Девладівського масиву здебільшого містять більше Ti, Cr, Ni і Cu, менше Co, і близькі за фоновим вмістом V. Досить близький вміст елементів групи заліза мають ультраосновні породи момонського комплексу Воронезького масиву.

Головними рудними елементами в ультрабазитах Девладівського масиву, які мають пошуковий інтерес, є Ni, Co, Cr і Cu.

Нікель. Підвищеною нікеленосністю характеризуються ультраосновні породи масиву, але Ni знаходиться в розсіяному стані, накопичуючись в магнезійно-залізистих силікатах і, частково, сульфідах, зрідка утворюючи власні мінерали – пентландит, нікелін, мілерит, які спостерігаються у вигляді тонкорозсіяної вкрапленості.

Середній вміст Ni в ультраосновних породах регіону, за даними хімічних аналізів, приблизно однаковий для всіх петрологічних різновидів порід і складає 0,18–0,23 %, що близько до кларку. Високий вміст нікелю (до 1,1 %) встановлено в корі вивітрювання ультрабазитів.

Головними мінералами-носіями цього елементу є олівіни в незмінених різновидах ультраосновних порід і серпентини у змінених накладеними процесами. Окрім цих головних мінералів-носіїв, нікель у підвищених кількостях присутній в ромбічних піроксенах (0,08–0,13 %), актиноліті (0,01–0,10 %), магнетиті (0,02–0,14 %), піротині (до 0,6 %).

Ультраосновні породи масиву представляють також певний інтерес стосовно сульфідної нікеленосності. За даними фазового аналізу вміст нікелю в ультрабазитових породах варіює від 0,03 % до 0,07 %, складаючи, в середньому, 0,04 %. В породах масиву присутні епігенетичні асоціації піриту, піротину, халькопіриту, пентландиту, мілериту та нікеліну.

За деякими петро- і геохімічними параметрами ультраосновні породи Девладівського масиву виявляють схожість з коматіїтами їлгарнського типу, з якими пов'язані родовища сульфідного типу, а також з ультрабазитами Південного Сходу Воронізького кристалічного масиву, в якому встановлено промислові запаси мідно-нікелевих руд.

Раніше виявлені пошуковими роботами родовища Девладівської ділянки оцінені, в основному, стосовно силікатного нікелю, оцінка ж перспектив щодо сульфідного нікелю практично не проводилася.

Кобальт. Середній вміст кобальту в незмінених і слабко серпентинізованих різновидах перидотитів вивченого масиву складає 0,023 %, піроксенітах – 0,01 %, серпентинітах – 0,018 %, що близько кларку. Підвищений вміст кобальту подекуди фіксується в актиноліттремолітових і хлоритових сланцях, а особливо в корі вивітрювання ультрабазитів.

Вміст кобальту в олівінах складає 0,001–0,004 %, в моноклінних піроксенах – 0,001–0,006 %; в ромбічних піроксенах – 0,001–0,007 %; в антигориті – 0,002 %, у магнетиті – до 0,015 %.

Власними мінералами кобальту є кобальтин і кобальт-пірит.

Хром. Присутній у породах в кількостях, які нерідко перевищують кларк в ультраосновних породах в 2–3 рази, але перспективних промислових скупчень не утворює. Вміст хрому в окремих інтервалах в перидотитах і серпентинітах, за даними хімічних аналізів, складає 0,2–0,69 %, а актиноліт-тремолітових сланцях – 0,4–0,48 %.

З власних мінералів хрому встановлений тільки хроміт, який формує розріджену вкрапленність добре огранених дрібних кристалів.

Підвищений вміст хрому фіксується в піроксенах (0,48–0,98 %), магнетиті (до 0,60 %), олівіні (0,21–0,38 %), актиноліті (0,19–0,26 %), хлоритах (0,02–0,28 %).

Мідь є поширеним елементом, але вміст і розподіл її в породах украй нерівномірний.

Середній вміст міді в незмінених перидотитах складає 0,006 %, при серпентинізації виявлено зниження її концентрації. Мідь, здебільшого, концентрується у халькопіриті, вміст якого в породах звичайно вельми незначний, до того ж його мінералізація характеризується нерівномірним розподілом. Мінералами-носіями Cu є також, пірит і піротин.

У кількостях 0,001–0,002 % Cu визначено в олівіні, а в магнетиті – до 0,005 %.

Висновки. На основі результатів досліджень кількісного вмісту Ni, Co, Cr і Cu та їх розподілу в породах і мінералах ультрабазитів Девладівського масиву необхідно констатувати, що, окрім відомих родовищ силікатного нікелю і кобальту в ультрабазитах масиву, можна чекати виявлення рудопроявів і родовищ сульфідного нікелю, кобальту і міді. Результати проведених досліджень можуть бути використані при пошукових роботах в районах розвитку мафіт-ультрамафітових комплексів та розробці геохімічних і петрохімічних критеріїв прогнозування корисних копалин, пов'язаних з ультраосновними породами.

1. *Бурцева З.А., Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В.* и др. Геохимические особенности ультраосновных и основных пород интрузивных комплексов Украинского щита (в связи с оценкой их никеленосности). – Л., 1976. 2. *Голуб Е.Н., Славутский М.Б., Бурцева З.А., Колбанцев Р.В.* Ультрабазиты и базиты Девладовского комплекса центральной части Украинского щита // Базит-гипербазитовый магматизм и минералогения юга Восточно-Европейской платформы. – М., 1973. 3. *Ильвицкий М.М.* Дунит-гарцбургитовая формация Среднего Приднепровья // Геология и рудоносность юга Украины. – 1970. – Вып. 3. 4. *Ильвицкий М.М.* Генетическая классификация ультрамафитов Средне-Приднепровской части Украинского кристаллического щита // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. – Новосибирск., 1986. 5. *Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н.* и др. Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. – К., 1979. 6. *Танатар-Бараш З.И., Ильвицкий М.М.* Минералогия ультраосновных пород Приднепровья // Мин. сб. Львовского геол. общества. – 1968. – Вып. 22, № 2. – С. 139–149. 7. *Танатар-Бараш .И.* Ультраосновные породы Девладовского дайкового комплекса и парагенетические соотношения минералов // Геология и рудоносность юга Украины. – 1970. – Вып. 3. 8. *Шумлянський Л.В., Великанова О.Ю.* Нові дані по петрології порід Девладівського дайкового поля та Терновської синкліналі, Середньопридніпровський блок Українського щита // Наук. праці Інституту фунд-х досліджень. – 2007. – № 12. – С. 83–97.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 550.42:551.79(262.5–18)

О. Паславська, асп.,
В. Сидоренко, канд. геол. наук

ГЕОХІМІЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ КЕРЧЕНСЬКОЇ ПРОТОКИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії чл-кор.-НАН України, д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.Ю. Митропольським)

Наведено результати численних повних силікатних та напівкількісних спектральних аналізів літологічних різновидів четвертинних відкладів Керченської протоки відповідно з прийнятою схемою їх стратиграфічного розчленування.

The results of numerous chemical analysis and semiquantitative spectral analysis for different varieties of Strait of Kerch quaternary sediments in accordance with conventional stratigraphical structure are given.

Вступ та постановка проблеми. Дослідження і використання ресурсів Азово-Чорноморського басейну є пріоритетним завданням господарського комплексу України, однією з головних функцій якого є забезпечення народного господарства мінеральними та паливно-енергетичними ресурсами морського походження. В межах прикерченської площі Чорного моря, в Керченській протоці і прилеглій акваторії Азовського моря виявлено ряд промислових і перспективних на нафту і газ геологічних структур. У той самий час існує досить складна екологічна обстановка, зумовлена діяльністю численних грязьових вулканів, забрудненням морської акваторії нафтопродуктами. Все це вимагає комплексного підходу до вивчення надр і навколишнього геологічного середовища Керченської протоки і прилеглих акваторій Чорного і Азовського морів, де проведено великий об'єм геофізичних досліджень і бурових робіт. Особливої уваги заслуговують результати буріння в Керченській протоці, на основі яких опубліковано монографії П.В. Федорова, Г.І. Попова, Г.І. Горецького, Є.Ф. Шнюкова.

На основі результатів цього буріння перед авторами було поставлено завдання щодо поглиблення вивчення літологічного складу різновікових горизонтів четвертинних відкладів протоки, а саме їх літолого-геохімічні особливості. Проведені літолого-геохімічні дослідження свідчать, що четвертинні відклади Керченської протоки в геохімічному відношенні характеризуються специфічними особливостями. По-перше, на їх склад великий вплив безпосередньо мають такі живлячі провінції, як Крим і Кавказ, які постачають, в основному, теригенний матеріал, а по-друге, в Керченській протоці пройдений та геохімічно охарактеризований увесь розріз четвертинних відкладів, починаючи від найдревніших горизонтів, що неможливо досягти в Чорному морі, де розкритий лише верхній шар донних відкладів, не рахуючи окремих свердловин глибоководного буріння "Гломар Челленджер".

Виклад основного матеріалу. Геохімічні дослідження четвертинних відкладів Керченської протоки за обсягом і повнотою стратиграфічного розрізу проведено вперше для Азово-Чорноморського басейну, що значно розширює уявлення про четвертинний седиментогенез на межі таких різних акваторій, як Чорне та Азовське моря.

Керченська протока є зв'язуючою ланкою між альпійськими структурами Кавказу і Криму. Її береги складені відкладами пізнього палеогену–раннього неогену (майкопська серія, представлена в основному глинами), міоцену–пліоцену (сармат, меотіс, понт, кімерій, куяльник). З них найбільш характерні кімерій, складений так званим керченським залізняком і куяльник у вигляді надрудних білих кварцових пісків.

В Керченській протоці дно складене четвертинними відкладами, які залягають до відміток майже мінус 70 м і представлені, в основному, верхньоплейстоцен-

голоценовими породами. Більш давні горизонти антропогену розвинені фрагментарно на окремих ділянках берегових терас [4, 5, 7].

Стратиграфічне розчленування донних відкладів Керченської протоки вперше виконав М.І. Андрусов за даними буріння в 1918 р. [1]. Надалі О.Д. Архангельський, М.М. Страхов [2] стратиграфічну схему М.І. Андрусова дещо уточнили і видозмінили, внаслідок чого основні стратиграфічні підрозділи азово-чорноморського антропогену отримали наступні найменування (знизу-догори): чаудинські, древньоевксинські, карангатські, новоевксинські, древньочорноморські і сучасні (новочорноморські). Дещо пізніше геологічні дослідження були виконані в глибоководній частині Чорного моря [2]. Стратиграфічне розчленування глибоководних відкладів було проведене детально за літологічними ознаками, але формально зіставлене із виділеними підрозділами у Керченській протоці. В основі розрізу пізньоплейстоценових відкладів протоки залягають породи посткарангатського віку. Ці відклади вперше виділив П.В. Федорів за буровими матеріалами Гідропроекту [5]. Вони представлені алювіальними, лиманно-морськими і континентальними породами, що утворилися в умовах регресії моря, яка наступила після карангатського морського басейну.

Новочорноморські відклади вистилають дно Керченської протоки на глибину до 30 м від його поверхні. Представлені вони в основному мулами, алевритами і пісками, які складають вузькі пляжі, низку підводних банок і такі крупні акумулятивні форми як острів-коса Тузла і коса Чушка.

Хімічний склад. Відклади новочорноморського горизонту в хімічному відношенні є силікатними утвореннями. На окремих ділянках берегової зони протоки розвинені карбонатні (черепашникові) осадки. Основним хімічним компонентом новочорноморських відкладів є SiO_2, вміст якого змінюється від 40,64 до 73,28 %. Найбільша кількість SiO_2 характерна для кварцових пісків і алевритів (65–70 %). При розбавленні їх детритом черепашок вміст SiO_2 знижується до 55 %. В дрібноалевритових мулах вміст SiO_2 складає 55–65 %, а в алевритово-глинистих не перевищує 60 %. Мінімальний вміст SiO_2 встановлений в новочорноморських відкладах Таманського затоки, а також вздовж західного узбережжя протоки на ділянці між мисами Малий і Камиш-бурун. Найвищий вміст SiO_2 приурочений до відкладів центральної частини південного району Керченської протоки.

Кількість Al_2O_3 складає 4,27–18,37 %. Найнижчий вміст Al_2O_3 встановлений в пісках (не більше 10 %). Алеврити і дрібноалевритові мули загалом містять 10–15 % Al_2O_3, алевритово-глинисті мули – понад 15 %. Мінімальний вміст Al_2O_3 відмічаються вздовж прибережної смуги протоки і краєвої частини чорноморського узбережжя, а максимальні – в центральній частині Керченської протоки і Таманській затоці. Схеми розподілу Al_2O_3 і TiO_2 (0,42–0,96 %) досить схожі.

Вміст заліза у відкладах новочорноморського горизонту невеликий: Fe_2O_3 складає 0,86–4,30 і FeO 0,95–4,03 %. Характер розподілу окисного і закисного заліза по протоці прямо протилежний: Fe_2O_3 переважає в грубозернистих відкладеннях прибережної смуги, мулисті відклади центральної частини протоки містять максимальну кількість FeO. З мулами пов'язана основна кількість деяких інших хімічних компонентів, у тому числі K_2O (1,44–3,25 %), Na_2O (1,32–2,32 %), $SiO_{2(ам)}$ (0,1–2,10 %), $C_{орг}$ (0,07–1,16 %).

Розповсюдження *малих хімічних елементів* в новочорноморських відкладах також визначається їх літологічними особливостями. В найзначніших кількостях у відкладах новочорноморського горизонту встановлені (в %): Mn 0,01–0,2; Ti 0,01–0,6; P 0,005–0,6; Cr 0,001–0,05; V 0,0003–0,02; Cu 0,002–0.01; Ni 0,0001–0,008; Pb 0,0001–0,004; Co 0,0003–0,001; Ba до 0,06. Характер розподілу більшості з них обумовлений вмістом в осадах пелітової фракції, приуроченої, як і максимальні кількості хімічних елементів, до центральної частини Керченської протоки і Таманської затоки.

Древньочорноморські відклади Керченської протоки представлені в основному мулами. Вони покривають майже всю північну частину протоки і її чорноморське узбережжя. Піски і алеврити зустрічаються на півдні протоки, на окремих ділянках прибережної зони. Глинисті мули в розрізі древньочорноморського горизонту мають підлегле значення. Древньочорноморські піски просторово приурочені до тих же ділянок протоки, що і піски новоевксинського віку, проте вони дещо зміщені до прибережної зони протоки. За складом древньочорноморські піски – кварцові, дрібнозернисті, добре сортовані.

Древньочорноморські відклади за *хімічним складом* є силікатними утвореннями з незначною домішкою карбонатної і органічної речовини. З *малих хімічних елементів* у відкладах древньочорноморського горизонту в найзначніших кількостях встановлені (в%): Mn (0,02–0,1), Ti (0,07–0,5), Ni (0,002–0,005), Co (0,0003–0,001), V (0,003–0,01), Cr (0,004–0,015), P (0,005–0,1). Мінімальні кількості Mn містяться в пісках і дрібноалевритових мулах, розвинених в прибережній смузі протоки і на деяких прилеглих ділянках неогенової основи. Відносно підвищений вміст Mn приурочений до глинистих і алевритово-глинистих мулів, поширених в центральній частині протоки. Розподіл Ni і Co за літологічними типами древньочорноморських відкладів і в просторовому відношенні нагадує схему розподілу Mn. Понижений вміст Ti відмічається в прибережній частині чорноморського узмор'я протоки і на структурному виступі на захід від Таманського п-ва. Кількість Ti незначно збільшується в осадах на південь від цього виступу і на ділянці, прилеглій до Динської затоки.

Новоевксинські відклади встановлені на всьому протязі Керченської протоки, за винятком Таманської затоки і прибережних ділянок чорноморського узбережжя протоки. Вони трансгресивно залягають на абсолютних відмітках від мінус 67,6 до мінус 10,9 м. Потужність їх складає від 0,6 до 25,7 м. Літологічно вони представлені пісками, алевритами і мулами.

Хімічний склад. Основні літологічні різновиди відкладів новоевксинського віку протоки за складом є силікатними з переважаючим вмістом SiO_2. В помітних кількостях в них міститься Al_2O_3, а також CaO як складова частина карбонатної речовини, що знаходиться в осадах у вигляді мушель.

Розподіл основних хімічних компонентів залежить від літологічного складу відкладів. В максимальних кількостях SiO_2 (46,24–92,16 %) встановлено в пісках, розвинених в прибережній зоні протоки і на підводному продовженні Таманського п-ву. З глинистими осадами, приуроченими до центральної частини протоки, зв'язаний розподіл максимального вмісту TiO_2 і Al_2O_3, а Fe_2O_3 тяжіє, в основному, до дрібнозернистих пісків і алевритів.

Інші хімічні елементи в новоевксинських відкладах протоки містяться в кількостях, близьких до кларків осадових порід. Деяка зміна їх вмісту обумовлена зміною літологічних різновидів відкладів на різних ділянках протоки. До основної групи встановлених *хімічних елементів* слід віднести: Mn (0,015–0,3 %), Cr (0,001–0,02 %), Ni (0,0006–0,007 %), V (0,0009–0,015 %), Co (до

0,002 %), Cu (0,0006–0,01 %), Pb (0,0003–0,005 %), Ba (до 0,15 %) і P (0,005–0,6 %).

Карангатські відклади залягають в протоці на абсолютних відмітках до мінус 67,3 м, а також складають на окремих ділянках протоки берегову терасу висотою до 10 м. Потужність цих утворень Керченської протоки не перевищує 15 м. Відклади карангатського горизонту представлені глинами, алевритами, пісками і вапняками-черепашниками. Відклади карангатського віку, за винятком черепашників і вапняків-черепашників, слабокарбонатні. Основні компоненти: SiO_2 **–** 54,01–62,24 %, Al_2O_3 11,37–6,04 %.

Посткарангатські відклади Керченської протоки за складом є силікатними утвореннями з деякою домішкою карбонатної речовини. Піски кварцові, майже повністю складені SiO_2, кількість якого зменшується в мулистих різновидах за рахунок Al_2O_3, а в карбонатних пісках переважає CaO. Глинисті породи посткарангатского горизонту містять SiO_2 в кількості близько 60%. Розподіл найвищого вмісту SiO_2 по протоці пов'язаний з розповсюдженням посткарангатських пісків, приурочених, в основному, до центральної частини його акваторії. Протилежний характер має розподіл в осадах Al_2O_3 (0,65–16,04 %), TiO_2 (0,02–0,89 %), Fe_2O_3 (0,01–7,19 %) і деяких інших хімічних компонентів.

Спектральним аналізом в карангатських і посткарангатських відкладах встановлені такі *хімічні елементи* (в %): Mn (0,01–0,5), Ti (0,006–1,0), P (0,005–0,3), Ba (0,005–0,2), Cr (0,001–0,006), V (0,001–0,015), Ni (0,0001–0,006), З (0,0002–0,001), Cu (0,0006–0,01) і Pb (0,01–0,003).

Максимальний вміст більшості з цих елементів приурочений до карангатських відкладів, що збереглися по периферії Керченської протоки.

Древньоевксинські відклади зустрічаються на окремих ділянках дна в протоці і в береговій терасі Таманського п-ву (мис Малий Кут). За мінеральним складом вони характеризуються переважанням у важкій фракції амфіболів і епідоту. Глинисті мінерали представлені монтморилонітом і гідрослюдою, з незначною домішкою хлориту, каолініту і змішаношаруватих утворень.

Алевритовий і піщаний характер древньоевксинських глин підтверджується високим вмістом в них SiO_2 (до 55,13 %). З *малих хімічних елементів* в древньоевксинських відкладах визначені (в %): Mn 0,015–0,06; Ni 0,001–0,006; Co 0,0003–0,001; Ti 0,1–0,5; V 0,002–0,01; Cr 0,003–0,015; Mo до 0,0001; Zr 0,001–0,01; Cu 0,002–0,006; Pb 0,0005–0,002; Zn 0,0005–0,015; Sn 0,0001–0,0002; Ga 0,0005–0,002; Sc до 0,0002; Y 0,001–0,003; Be до 0,0001; Li 0,0003–0,004; Rb 0,0003–0,006; Cs 0,0001–0,0004; B 0,001–0,01.

Постчаудинські породи в Керченській протоці залягають в основі древньоевксинських відкладів, представлені, в основному, пісками і глинами. Піски характеризуються дуже високим вмістом (92,26–95,91 %) SiO_2. Як піски, так і глини постчаудинського віку в Керченській протоці мають силікатний склад, вони слабокарбонатні (вміст $CaCO_3$ 0,64–7,74 %), з незначною кількістю $C_{орг}$ (0,06–0,46 %). Глини відрізняються деяким підвищенням вмісту Fe_2O_3 (4,01–5,53 %). Крім того, в постчаудинських відкладах в незначних кількостях знаходяться домішки наступних елементів (в %): Mn 0,01–0,3; Ni 0,001–0,006; Co 0,0003–0,01; Ti 0,03–0,4; V 0,001–0,015; Cr 0,002–0,015; Mo 0,0001–0,0003; Cu 0,003–0,006; Pb 0,0003–0,0015; Zn 0,0005–0,015; Sn 0,0001–0,001; Ga 0,001–0,002; Sc 0,0001–0,0002; Y 0,001–0,002; Li 0,0002–0,004; Rb 0,0002–0,008; Cs 0,0001–0.0006; Bi 0,001–0,025; Be до 0,0001.

Загалом, четвертинні відклади Керченської протоки за *хімічним складом* є силікатними утвореннями, в окремих випадках – слабовапнистими через домішки детритових мушель, які найбільш часто зустрічаються в прибережній зоні протоки. Вміст $C_{орг}$ у відкладах протоки незначній і в середньому за окремими стратиграфічними горизонтами складає 0,19–0,71 % (табл. 1).

Таблиця 1

Середній хімічний склад відкладів Керченської протоки, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	83,99	55,13	58,89	84,57	60,53	64,01	59,48
TiO_2	0,35	0,80	0,77	0,21	0,72	0,63	0,72
Al_2O_3	10,55	15,06	13,99	2,68	12,72	12,31	13,66
Fe_2O_2	1,53	1,81	2,81	1,15	2,72	2,38	2,65
FeO	0,66	3,43	1,53	0,62	1,55	1,39	1,58
MgO	0,70	2,24	1,95	0,51	1,84	1,70	1,92
CaO	1,65	5,25	6,21	3,71	5,92	5,32	6,05
Na_20	0,79	1,54	1,43	0,67	1,59	1,76	1,84
K_2O	1,14	3,02	2,49	0,68	2,19	2,18	2,34
P_2O_5	0,085	0,149	0,15	0,15	0,16	0,13	0,14
CO_2	0,30	1,13	1,1	0,43	1,14	0,94	1,13
SO_3	0,03	0,08	0,13	0,05	0,12	0,13	0,21
$C_{орг.}$	0,51	0,46	0,47	0,19	0,48	0,41	0,71
$S_{сульф.}$	0,02	0,01	0,21	0,05	0,13	0,12	0,30
$SiO_{2аморф.}$	0,27	1,91	0,83	0,55	0,77	0,45	0,62
П.п.п.	2,62	7,64	6,91	3,69	6,95	5,81	6,45
Сума	99,76	99,66	99,77	99,88	99,47	99,61	99,65
SiO_2/Al_2O_3	7,96	3,66	4,21	31,55	4,76	5,20	4,35

Аналізи виконано в управлінні "Укрчерметгеологія", м. Керч. Аналітик М.П. Бідрієнко. Відклади: 1 – постчаудинські; 2 – древньоевксинські; 3 – карангатські; 4 – посткарангатські; 5 – новоевксинські; 6 – древньочорноморські; 7 – новочорноморські

У відкладах древньочорноморського горизонту Керченської протоки кількість $C_{орг}$ в середньому складає 0,41 % і значно поступається вмісту органічної речовини у відкладах цього віку на шельфі і в глибоководній западині Чорного моря, детально вивченому М.М. Страховим та іншими дослідниками [6, 8, 9]. У Керченській протоці вміст органічної речовини тісно пов'язаний з розповсюдженням глинистих осадів, тоді як в глибоководних відкладах вона приурочена до сапропелів і сапропелеподібних осадів [9]. Відклади протоки характеризуються різним ступенем зрілості (співвідношення SiO_2/Al_2O_3); особливо вона характерна для піщаних посткарангатських і постчаудинських відкладів (табл. 1).

Найменш зрілі відклади древньоевксинського, карангатського, новочорноморського, новоевксинського і древньочорноморського віків. Середній вміст малих хімічних елементів в горизонтах четвертинних відкладів Керченської протоки в окремих випадках значно змінюється (рис. 1).

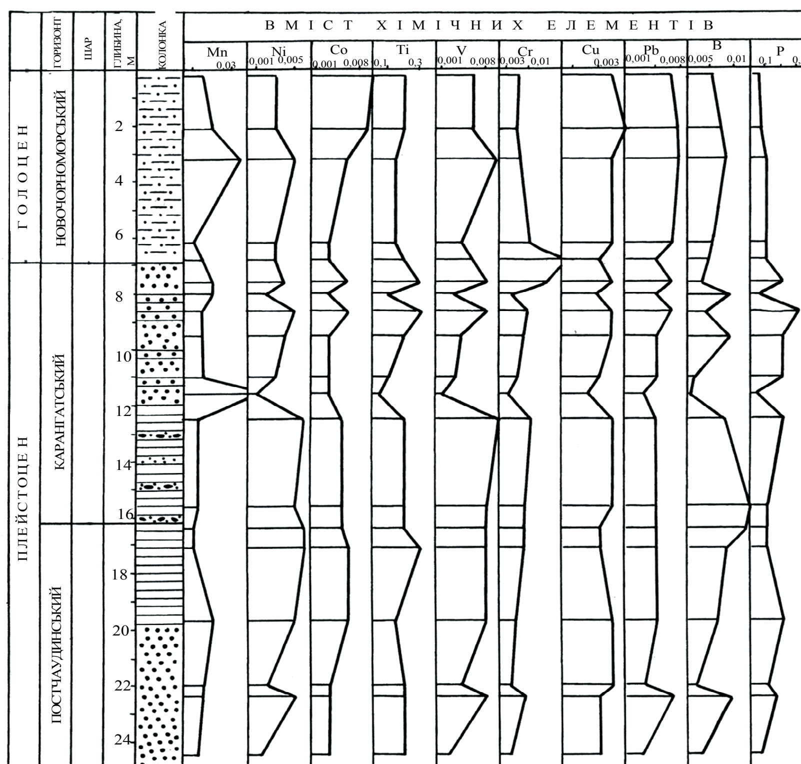


Рис. 1. Розподіл хімічних елементів по св. 158 (північна частина Керченської протоки)

Висновки. Розгляд геохімічних зв'язків між цими елементами на основі кореляційного аналізу дозволив встановити серед них певні асоціації, які простежуються через всі стратиграфічні горизонти. Набір елементів в асоціаціях не строго постійний, окремі елементи можуть переходити з групи в групу. Одну з груп складають Zr, Ba, Y, Sc, Mo. До них приєднується Mn у відкладах постчаудинського, древньоевксинського, карангатького і древньочорноморського віку. В посткарангатських, новоевксинських і новочорноморських відкладах Mn слабо корелюється з елементами іншої, більш представницької групи, в якій присутня залежність між такими елементами: Ti – V, Ni – Zn – Ga, Cu – Ga, P – Sn. До цієї групи входить і B. Вміст хімічних елементів в осадових породах Керченської протоки залежить від багатьох чинників. Основними з них є концентрація окремих елементів в самостійній мінеральній формі, входження до складу глинистих мінералів і органічної речовини [3]. Розподіл різних компонентів в розрізі четвертинних відкладів Керченської протоки підлягає літолого-фаціальному контролю.

1. *Андрусов Н.И.* Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. Рос. акад. наук. – 1918. – Сер. 6. – Т. 12, № 1. – С 23–28. 2. *Архангельський А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. – М., 1938. 3. *Безбородов А.А., Митропольский А.Ю.* Геохимическая эволюция микроэлементов в Черном море. – К., 1978. 4. Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков., Г.Н. Орловский, В.П. Усенко и др. – К., 1974. 5. Геология шельфа УССР. Керченский пролив / Е.Ф. Шнюков, В.М. Аленкин, А.Л. Путь и др. – К., 1981. 6. Геохимия поздне-кайнозойских отложений Черного моря / Е.М. Емельянов, А.П. Лисицын, Э.С. Тримонис и др. – М., 1982. 7. Грязевой вулканизм и рудообразование / Е.Ф. Шнюков, П.И. Науменко, Ю.С. Лебедев и др. – К., 1971. 8. *Митропольский А.Ю.* Палеогеохимические условия распределения микроэлементов в древнечерноморское и новоэвксинское время в донных осадках Черного моря // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. – М., 1977. 9. *Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литол. и полез. ископаемые. – 1971. – № 2. – С. 3–32.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 548.4:550.4:552.4:553.98(477.8)

І. Наумко, д-р геол. наук
Р. Бондар, асп.

ГЕОХІМІЧНІ ПЕРЕДУМОВИ ВУГЛЕВОДНЕГЕНЕЗУ У МЕТАМОРФІЧНИХ КОМПЛЕКСАХ МАРМАРОСЬКОГО МАСИВУ (ЗА ФЛЮЇДНИМИ ВКЛЮЧЕННЯМИ У МІНЕРАЛАХ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.Ф. Грінченком)

Представлено результати вивчення летких компонентів флюїдних включень у мінералах різновікових породно-рудних комплексів північно-західної частини Мармароського масиву. Показано можливість утворення вуглеводневих сполук за умов амфіболітової та зеленосланцевої фацій метаморфізму. Підкреслено важливість вуглецьвмістних сполук в утворенні і нагромадженні вуглеводнів у межах масиву.

The results of research of volatile of fluid inclusions in rock-ore complexes of different age of the north-western part of the Marmarosh massif are represented. A possibility of the formation of hydrocarbon compounds under the conditions of amphibolite and greenschists facies of metamorphism is shown. It is emphasized importance of the carbonaceous compounds in the formation and accumulation of hydrocarbons within metamorphic complexes of massif.

Вступ. У межах Мармароського масиву, поряд з встановленими стратиформним золотим зруденінням (золоторудне родовище Сауляк), полігенними стратиформними рудопроявами колчеданово-поліметалевих

руд, проявами залізних, манганових руд та субграфіту [2, 7], виявлено прояви вуглеводневих газів [4–6]. Зроблено припущення про те, що поклади вуглеводнів тут можуть бути зосереджені у піднасувних структурах, складених нижньокрейдяними відкладами флішевих Карпат, у результаті насуву на них Мармароського масиву. Зокрема, при бурінні неглибоких картувальних свердловин в районі сс. Кобилецька Поляна, Ділове, Косівська Поляна, які були закладені в метаморфічних породах, відбувалися досить потужні викиди природнього газу. Значні притоки газу в пробурених свердловинах спостерігалися також у межах Пенінської зони (район м. Сваляви), де бурінням встановлено її складну покривну будову та наявність насуву на крейдяні і палеогенові утворення північніших тектонічних одиниць. Породи, що розкрито глибинним бурінням під Пенінським алохтоном, належать Мармароській та Рахівській або Сухівській зонам. Глибини, з яких одержано горючий газ, коливаються у межах від 80 до 620 м. Встановлено, що більшість припливів газу спостерігалася з порід берлебаської (V-$Є_1$*br)*, а також білопотіцької (PR_3*bp*), кузинської (D_3–C_1***kz***) і рахівської (K_1*rh*) світ. Отже, газоносність має широкий стратиграфічний діапазон і загалом відповідає поширенню високометаморфізованих вуглистих (метаантрацитових) метаморфічних порід або флішевих відкладів з підвищеними вмістами органічної речовини.

Тому актуальним завданням є з'ясування, з геохімічної точки зору, можливості утворення покладів вуглеводнів у межах метаморфічних комплексів Мармароського масиву.

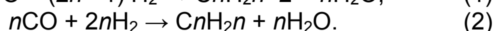
У геологічній будові Мармароського масиву беруть участь два різновікові комплекси: гнейсово-сланцевий (білопотіцький), метаморфізований за умов епідот-амфіболітової до амфіболітової фацій (верхній докембрій) і кварцито-сланцево-порфіроїдний (діловецький), метаморфізований за умов фації зелених сланців (ранній палеозой). У розрізі метаморфічних порід берлебашської і кузинської світ рахівського і чивчинського відгалужень масиву значно поширені вуглисто-кварцові, вуглисто-хлорит-серицитові сланці та вуглисті кварцити [3]. Метаморфічні комплекси Мармароського масиву, які у рифей–ранньопалеозойський час зазнали метаморфізму і складчастості, були перероблені наступними фазами альпійського тектогенезу. Внаслідок цього ускладнилися первинні форми складчастості, сформувалися два головні автохтонні покриви – білопотіцький і діловецький, які визначають сучасний структурний вигляд масиву, і проявився повторний метаморфізм.

Основні схеми утворення вуглецю і вуглеводнів за умов метаморфізму. Розглянемо деякі можливі схеми утворення вуглецю і вуглеводнів за умов метаморфізму, зокрема за працею [15], виходячи з того, що більшість флюїдних фаз (до 90 %), які беруть участь в ендогенних геологічних процесах, представлені системою H–O–C (H_2O, H_2, CO_2, CO і CH_4) [10].

Важливою схемою утворення вуглеводневих сполук, зокрема можливою за природних умов, є реакції синтезу вуглеводнів Фішера-Тропша [12]. Так, гази H_2 і CO за участі багатих залізом чи кобальтом мінералів-каталізаторів за температури 180–300ºС утворюють вищі вуглеводні за реакціями:

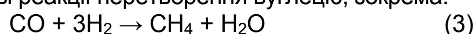


$$nCO + (2n + 1)\,H_2 \rightarrow C_nH_{2n+2} + nH_2O, \quad (1)$$



$$nCO + 2nH_2 \rightarrow C_nH_{2n} + nH_2O. \quad (2)$$

При цьому паралельно, тією чи іншою мірою, перебігають додаткові реакції перетворення вуглецю, зокрема:



$$CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O \quad (3)$$

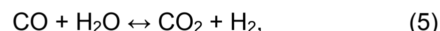
та реакція Будуара:



$$2CO \rightarrow CO_2 + C. \quad (4)$$

Варто зауважити, що підвищення у системі температури призводить до різкого підвищення утворення метану за такою схемою.

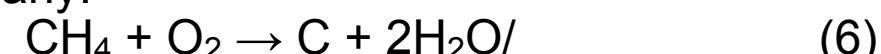
Ще однією особливістю реакції є те, що залізо каталізує реакцію:



$$CO + H_2O \leftrightarrow CO_2 + H_2, \quad (5)$$

тому частина CO перетворюється на CO_2. З іншого боку, ця реакція слугує додатковим джерелом водню, що робить можливим реакції утворення вуглеводнів за початково низького вмісту останнього. Залізні каталізатори, порівняно з кобальтовими, можуть діяти у ширшому температурному інтервалі: 320–350ºС.

Вважається, що за високих температур може відбуватися розклад метану:



$$CH_4 + O_2 \rightarrow C + 2H_2O/ \quad (6)$$

За температури 750–600ºС може розкладатися також оксид вуглецю (реакція Будуара):



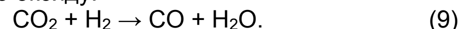
$$2CO \rightarrow CO_2 + C \quad (7)$$

За умов надлишку водню за температури нижче 650ºС оксид вуглецю може відновлюватися відповідно до реакції:



$$CO + H_2 \rightarrow C + H_2O. \quad (8)$$

У цій же обстановці можливе відновлення діоксиду вуглецю до його оксиду:



$$CO_2 + H_2 \rightarrow CO + H_2O. \quad (9)$$

У свою чергу оксид вуглецю знову ж таки або розкладеться за реакцією Будуара, або відновиться шляхом взаємодії з воднем, утворюючи вільний вуглець (графіт).

Вуглисті породи за умов зеленосланцевої, епідот-амфіболітової та амфіболітової фацій метаморфізму зазнають графітизації і характеризуються поступовим перетворенням органічної речовини в антрацит і через проміжні стадії в графіт. Вуглець починає набувати впорядкованої структури. Заключними продуктами перетворення будь-якої органічної речовини є метан і графіт.

Таку перевагу метану у газовій фазі мінералоутворювальних флюїдів встановлено нами за даними мас-спектрометричного хімічного і вакуумного декрептометричного аналізів кварцу різновікових метаморфічних комплексів Мармароського масиву.

Леткі компоненти флюїдних включень у мінералах і закритих пор у метаморфічних породах Мармароського масиву. Так, серед летких компонентів флюїдних включень у кварці прожилків і закритих пор у сланцях, збагачених графітоподібною вуглистою (метаантрацитовою) речовиною, Чивчинського (потік Великий Прилучний, хребет Прилучний, потік Велика Веснарка) і Рахівського відгалужень масиву встановлено наявність 54,70–99,7 об. % метану [14] (табл. 1). Діоксид вуглецю і азот або відсутні, або їхні вмісти є незначними – 1,20–35,90 і 4,40–19,1 об. %, відповідно. Присутність азоту у складі летких компонентів у двох зразках (сланець і прожилок кварцу у ньому з хребта Прилучний) може бути зумовлена їхнім просторовим і генетичним зв'язком з неподалік поширеними метаморфізованими магматичними утвореннями.

Для кварцу з порід берлебаської світи, розріз якої вздовж русла потоку Білий розкрили чотири свердловини (Бп-5, Бп-6, Бп-7 і Бп-8), також встановлено [1] (табл. 2), що переважним компонентом газової фази флюїдних включень є метан (59,7–98,6 об. %). Лише у поодиноких випадках його вміст зменшується до 7,5–33,1 об. %. Діоксид вуглецю і азот знаходяться у підпорядкованій кількості (1,9–35,4 об. % і 0,6–5,4 об. % відповідно). В окремих пробах вміст діоксиду вуглецю становить 62,9–92,9 об. %. Слід зазначити, що коли вміст діоксиду вуглецю у леткій фазі досягає 23 і більше об. %, то з'являється азот (0,6–5,4 об. %). Ця закономірність простежується в розрізі усіх чотирьох свердловин.

Таблиця 1

Склад летких компонентів флюїдних включень у кварці і закритих пор у вуглецьвмістних породах Мармароського масиву (за даними мас-спектрометричного хімічного аналізу; аналітик Б. Сахно, відділ геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України)

№ з/п	№ зразка	Місце відбору зразка (глибина, інтервал відбору, м)	Компоненти, об'ємна частка, %		
			CO_2	N_2	CH_4
1	G1	Потік Вел. Прилучний	1,2	–	98,8
2	G1/1	Потік Вел. Прилучний	0,3	–	99,7
3	G2/1	Хребет Прилучний	35,9	9,4	54,7
4	G2/2	Хребет Прилучний	5,6	19,1	75,3
5	G3/1	Потік Вел. Веснарка	34,0	–	66,0
6	G3/2	Потік Вел. Веснарка	9,4	–	90,6
7	Бп 6/22,2	Св. Бп 6, гл. 22,2 м	14,3	–	85,7
8	Бп 4/3	Рудопрояв Білий Потік	–	–	100
9	Бп 4/31	Рудопрояв Білий Потік	3,3	4,4	92,3

Таблиця 2

Склад летких компонентів флюїдних включень у кварці і закритих пор у породах берлебаської світи Мармароського масиву (за даними мас-спектрометричного хімічного аналізу; аналітик Б. Сахно, відділ геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України)

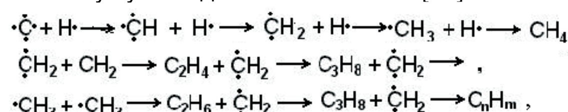
№ з/п	№ зразка	Місце відбору зразка (глибина, інтервал відбору, м)	Компоненти, об'ємна частка, %		
			CO_2	N_2	CH_4
1	Бп 5/44,3	Св. Бп 5, гл. 44,3 м	3,9	3,7	92,4
2	Бп 5/75,7	Св. Бп 5, гл. 75,7 м	35,5	2,8	61,7
3	Бп 5/83,0	Св. Бп 5, гл. 83,0 м	15,6	–	84,4
4	Бп 5/88,3	Св. Бп 5, гл. 88,3 м	35,1	5,2	59,7
5	Бп 6/22,2	Св. Бп 6, гл. 22,2 м	14,3	–	85,7
6	Бп 6/39,8	Св. Бп 6, гл. 39,8 м	21,2	–	78,8
7	Бп 6/66,4	Св. Бп 6, гл. 66,4 м	15,4	–	84,6
8	Бп 6/71,9	Св. Бп 6, гл. 71,9 м	2,9	–	97,1
9	Бп 6/78,0	Св. Бп 6, гл. 78,0 м	1,4	–	98,6
10	Бп 6/92,5	Св. Бп 6, гл. 92,5 м	5,8	–	94,2
11	Бп 6/95,0	Св. Бп 6, гл. 95,0 м	21,3	–	78,7
12	Бп 6/97,2	Св. Бп 6, гл. 97,2 м	20,6	–	79,4
13	Бп 7/10,4	Св. Бп 7, гл. 10,4 м	62,9	4,0	33,1
14	Бп 7/20,3	Св. Бп 7, гл. 20,3 м	91,9	0,6	7,5
15	Бп 7/56,7	Св. Бп 7, гл. 56,7 м	17,6	–	82,4
16	Бп 7/58,6	Св. Бп 7, гл. 58,6 м	35,9	1,0	63,1
17	Бп 8/29,0	Св. Бп 8, гл. 29,0 м	68,7	5,4	25,9
18	Бп 8/68,0	Св. Бп 8, гл. 68,0 м	32,0	2,8	65,2
19	Бп 8/75,0	Св. Бп 8, гл. 75,0 м	17,4	–	82,6
20	Бп 8/102,1	Св. Бп 8, гл. 102,1 м	6,3	–	93,7
21	Бп 8/108,7	Св. Бп 8, гл. 108,7 м	23,6	1,4	75

Для кварцу деяких ділянок білопотіцької і діловецької світ спостерігається різка перевага метану (79–94 об. %) за незначних вмістів CO_2 і азоту, інколи присутні вищі вуглеводні – C_2H_6 і C_3H_8.

Методом вакуумного декрептометричного аналізу для кварцу прожилків у сланцях, збагачених графітоподібною вуглистою (метаантрацитовою) речовиною, встановлено наступні температурні інтервали інтенсивності газовиділення: 20–180ºC (пік 140ºC), 180–240ºC (пік 200ºC), 360–580ºC (пік 480ºC), причому найінтенсивніші піки та максимальна газовіддача зразків припадають на температуру, що перевищує 200ºC [14]. Максимальна ж інтенсивність газовиділення для вуглистих сланців, яка припадає на інтервал 200–300ºC, є доказом того, що за умов прогресивного метаморфізму за температури 250–300ºC більшість вищих вуглеводнів уже руйнується, перетворюючись на CH_4 і графіт.

Обговорення результатів. Наведені результати дослідження летких компонентів флюїдних включень прожилково-вкрапленої мінералізації метаморфічних порід Мармароського масиву свідчать про важливу роль вуглецевистих сполук в процесах мінерало- і рудогенезу. Домінування метану у породних комплексах Мармароського масиву, значне поширення сульфідів і оксидів металів, самородного золота, а також присутність у розрізах вуглистих (метаантрацитових) порід наштовхує на думку про першочергову роль вуглецю у процесах синтезу вуглеводнів, зокрема метану та його гомологів у межах масиву.

Перебіг складних фізичних і фізико-хімічних факторів у глибинному високотемпературному флюїді за високої температури, високих тисків, активних каталізаторів, електричного поля призводить до розкладу сполук як власне флюїду, так і засмоктаних внаслідок адіабатичного процесу вуглецевистих речовин вмісних порід на окремі атоми і радикали [8, 9, 11]. Вуглеводневмісні речовини за таких умов розкладаються на атомарні водень, вуглець та C_nH_m-радикали, які після сортування в електричному полі в процесі спаду температури та стабілізації фізико-хімічної обстановки і склали основу для синтезу вуглеводнів за механізмом [11]:



створюючи тим самим передумови формування вуглеводневих родовищ. Мінеральні складові флюїду паралельно стали вихідними речовинами для кристалізації у цих порожнинах макро- і мікротріщин багатьох мінералів: кальциту, кварцу, бариту, флюориту та інших вторинних утворень, зокрема, у вигляді прожилків. За таких умов у більшості випадків формуються породи типу карбонатної чи кварц-карбонатної тощо, мінерали яких своїми дефектами в процесі росту захоплюють і консервують сполуки, що знаходяться у системі (власне і вуглеводні).

Процес втілення глибинного високотемпературного флюїду [8, 11] з синтезованими у його середовищі вуглеводневими сполуками у вуглисті сланці Мармароського масиву, що супроводжується утворенням зон подрібнення внаслідок малої механічної стійкості вуглистої речовини [3] і, відповідно, міграцією цими зонами флюїду та його розсіюванням у вмісних товщах [9], завершувався як захопленням, насамперед, метану дефектами кристалічної структури мінералів, так і його можливим нагромадженням у сприятливих структурах-пастках з утворенням покладів газу. Саме метан з найменшим діаметром своєї молекули і слабковираженими сорбційними властивостями порівняно з іншими вуглеводнями здатний найінтенсивніше втілюватися в мікротріщини, пронизувати навколишні породи на значні відстані і формувати у них поклади.

Висновки. Можна стверджувати, що у породно-рудних метаморфічних комплексах Мармароського масиву в процесі їхнього становлення і перетворень були всі умови для перебігу процесів синтезу вуглеводневих сполук і утворення покладів вуглеводнів як у піднасувних структурах, так і у сприятливих структурах-пастках тектонічного походження.

Отже, дослідження флюїдних включень вуглеводнів у мінералах є новим перспективним напрямом у межах цієї важливої структурно-фаціальної одиниці Східних Карпат. Підставою для проведення наступних досліджень є відсутність робіт, які б об'єднували фізико-хімічну природу і просторово-часову послідовність прояву вуглеводневих флюїдів для Мармароського масиву. Дані, що вже отримані нами [1, 13, 14], як і подальше планомірне вивчення флюїдних включень у мінералах, сприятимуть з'ясуванню можливих шляхів утворення та еволюції вуглеводнів у породно-рудних комплексах Мармароського масиву.

1. *Бондар Р.* Про газову фазу мінералоутворювальних флюїдів метаморфічних порід берлебаської світи Мармароського масиву (за включеннями у мінералах) // Волинь очима молодих науковців: минуле, сучасне, майбутнє: Мат-ли ІІІ міжнар. наук.-практ. конф., Луцьк, 2009. – Л., 2009. 2. *Волошин А.А.* Геологическое строение и рудоносность северо-западного окончания Мармарошского массива. – К., 1981. 3. *Вульчин Є.І., Братусь М.Д., Іванців О.Є., Шабо З.В.* Високометаморфізовані вуглисті утворення і графіти України. – К., 1967. 4. *Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И., Ясинская А.А.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. – Л., 1977. – Ч. 2. 5. *Марушкін О.І., Дудок І.В.* Про можливість скупчення вуглеводнів під насувами Мармароського масиву Українських Карпат // Доп. АН України. – 1991. – № 11. 6. *Марушкін О.І., Нечепуренко О.О., Панов Г.М., Мацьків Б.В., Дудок І.В.* Прояви вуглеводневих газів на північно-західному закінченні Мармароського масиву (Українські Карпати) // Доп. НАН України. – 1995. – № 4. 7. *Матковский О.И.* Минералогия и петрография Чивчинских гор. – Л., 1971. 8. *Наумко І.М.* Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів): Автореферат дис. … д-ра геол. наук: – Л., 2006. 9. *Наумко І.М., Сворень Й.М.* Про шляхи втілення глибинного високотемпературного флюїду у земну кору // Доп. НАН України. – 2008. – № 9. 10. *Никольский Н.С.* Флюидный режим эндогенного минералообразования. – М., 1987. 11. *Сворень Й.М., Наумко І.М.* Нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм // Доп. НАН України. – 2006. – № 2. 12. *Anderson R.B.* The Fischer-Tropsch synthesis. – New York, 1984. 13. *Kovalyshyn Z.I., Naumko I.M.* The peculiarities of fluid composition in gold ore mineralization within metamorphic rocks of north-western part among Marmarosh massif (Ukrainian Carpathians) // Матер. докл. Х междунар. конф., Александров, 2001. – А., 2001. 14. *Naumko I., Bondar R., Sakhno B.* Notes on the genesis of high-grade metamorphized carbonaceous formations of the north-western part of the Marmarosh massif (according to data of fluid inclusions and closed pores of rocks research) // 7–th European Coal Conf., Abst., Lviv, 2008. – L., 2008. 15. *Petford N., McCaffrey K J. W.* Hydrocarbons in Crystalline Rocks. – London., 2003.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 552.53–552.2

Л. Кузів, канд. геол. наук

ПЕТРОФІЗИЧНА ОЦІНКА ІЗОЛЮЮЧИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПРОВІДНИХ ПЕТРОТИПІВ ГРАНІТОЇДІВ ЖИТОМИРСЬКОГО КОМПЛЕКСУ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

Виконано петрофізичну оцінку деяких фізичних параметрів, що характеризують ступінь проникності основних петротипів житомирського комплексу Волинського мегаблоку Українського щита (УЩ).

The petrophysical estimation of some physical characteristics of penetrability the major zhytomyr granitoids types of the Volyn region the Ukrainian Shield was made.

Вступ. Радіоактивні відходи (РАВ) утворюються внаслідок здійснення операцій ядерного паливного циклу при виробленні електроенергії, а також у результаті інших видів діяльності, де використовуються радіоактивні речовини.

Відповідно до міжнародного досвіду поводження з радіоактивними відходами геологічні сховища, як мультибар'єрна конструкція, розраховані на тривалий час, є єдиною технічно здійсненною альтернативою безпечної ізоляції найбільш небезпечних РАВ. У такій системі важливу роль відіграють гірські породи.

Одним з потенційних показників придатності порід для захоронення РАВ є їх геологічні умови формування, петрофізичні, петрохімічні, літологічні, структурні та текстурні властивості. Оцінка придатних геологічних умов – це обґрунтування того, що сукупність їх властивостей не приведе до поширення радіонуклідів із сховища через геологічні утворення у біосферу протягом значного періоду їх існування. Придатними гірськими породами будуть ті породи, властивості яких будуть оптимальними, тобто такими, що дозволить гірським породам виконувати роль природного бар'єру проти розповсюдження РАВ.

Постановка проблеми. Автором поставлено завдання розглянути петрофізичні особливості провідних петротипів гранітоїдів житомирського блоку Українського щита (УЩ) з метою оцінки їх з точки зору придатності для захоронення радіоактивних речовин.

Детальна петрографічна та петрохімічна характеристика порід житомирського комплексу наведена у багатьох роботах [2–5 та ін], тому тут відмітимо тільки деякі суттєві особливості, що мають важливе значення для характеристики проникності гірських порід і питань прийнятності кристалічних порід для створення глибинного сховища відходів.

У статті використано фактичні дані Науково-дослідної лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Виклад основного матеріалу. Початкова стадія процедури вибору ділянки для захоронення РАВ, згідно із даними шведських дослідників [6], полягає у виборі за

геологічними показниками ділянок, які характеризуються гомогенним складом та структурою гірських порід.

Волинський мегаблок розташований у Північно-Західній частині УЩ. Він складений осадовими відкладами чохла (утворення мезозойської, кайнозойської ератем) та кристалічними породами фундаменту архей-протерозойського віку. Кора вивітрювання має мозаїчне поширення. Поверхня кристалічних порід в цілому поступово занурюється у північно-східному напрямку в сторону Дніпрово-Донецької западини.

До складу Волинського магаблоку входять сім комплексів. Провідні петротипи житомирського комплексу наступні: граніти бистріївський, коростишівський, суслівський, курчицький, житомирський, федорівський, кам'янобродський, новоромановський, а також гранодіорити корнинський, олександрійський та березівський.

Граніт житомирського типу був виділений К.М. Феофілактовим, а потім підтверджений Н.І. Безбородьком. Вік гранітоїдів житомирського комплексу складає 2080–2020 млн р. [1]. Серед житомирських гранітів виділяють два генетичні типи [2]. Перший – це типово житомирські граніти, масивні, які мають інтрузивні контакти із гнейсовою товщею. Їх розглядають як пізньоскладчасті анатектичні алохтонні чи параавтохтонні тіла, що утворилися під час інверсійної стадії розвитку рухомої зони. Формувалися вони в умовах стиску, але при значному зниженні тиску. Певну роль при цьому відіграли накладені процеси, особливо постмагматичного калієвого метасоматозу, завдяки чому був виділений, як самостійний, бистріївський комплекс. Другий тип – це гнейсовидні двослюдяні автохтонні, палінгенні граніти.

Масиви житомирських гранітів мають неоднорідну будову [5]. Типовою для них є зональність: у центрі сірі порфіроподібні граніти, а ближче до периферії – сірі рівномірнозернисті двослюдяні граніти, на периферії – рожеві апліто-пегматоїдні граніти. Відмічають випадки і прямо протилежної зональності – локалізацію порфироподібних гранітів на периферії масивів, а також смугасто-подібне їх чергування.

Масиви гранітів житомирського комплексу поширені у межах Новоград-Волинського блоку, де вони чергуються з масивами порід букинського та мухарівського комплексів. Найбільш крупні масиви – Коростишівський, Кам'янобродський та Федорівський мають розміри 100–300 км^2. Площа інших масивів (Курчицького, Житомирського, Кочеровського) не перевищує 20 км^2.

Житомирський комплекс об'єднує рівномірнозернисті, зрідка порфіроподібні граніти, які поширені у південній частині району в середній течії р. Тетерів, у межах субширотної перехідної зони між Волинським та Подільським мегаблоками. Граніти утворюють окремі невеликі штокоподібні тіла в антиклінальних структурах, а також більші за розміром масиви (Коростишівський, Корнинський, Житомирський). До складу комплексу, крім того, включають тіла біотитових гранітоїдів і гранодіоритів при підпорядкованій кількості тоналітів і кварцових діоритів з розпливчастими контурами, що локалізуються серед мігматитових полів на території Новоград-Волинського блоку в басейні річок Тня-Случ, а також пластоподібні тіла гранітоїдів, просторово пов'язаних з метаморфічними утвореннями новоград-волинської товщі в басейні р. Случ і невеликі за розміром тіла двослюдяних гранітів, що мають січні взаємовідносини з усіма вище сказаними гранітоїдами.

Всі петротипи гранітів житомирського комплексу належать до нормальних за хімічним складом та до найбільш численних за структурно-текстурними особливостями групи порід – основна маса різновидів середньозерниста, текстурні особливості являють собою масивні та гнейсоподібні відміни. Мікроструктура порід гіпідоморфозерниста, алотріоморфозерниста або гранобластова [3]. За кількісним співвідношенням польових шпатів серед гранітів виділяються суттєво калішпатові різновиди – коростишівський, курчицький наприклад, а з приблизно рівним вмістом плагіоклазу та калієвого польового шпату – житомирський. Мінеральний склад нормальних гранітів наступний: $Pl_{(22,0–41,2)}Qu_{(22,0–33,2)}Fsp_{(23,4–40,1)}Bt_{(3,0–9,5)}$ [3].

Петрографічні особливості житомирських гранітів полягають у наступному: 1) досить близькі структури порід – гранітова, порфіровидна, гіпідоморфнозерниста; текстури – масивні, рідше гнейсовидні; 2) повсюдно поширений мусковіт – або заміщуючи біотит або первинний; 3) часто в невеликих кількостях порода містить гранат; 4) акцесорні мінерали – монацит, циркон, апатит, рудні; 5) прояви калішпатизації, мусковітизації, грейзенізації. Рудний мінерал не характерний, утворює дрібні округлі бластичні зерна, що поширені серед головних породоутворювальних мінералів, а також більш крупні звивисті неправильної форми агрегати, що є продуктами розкладу біотиту [2].

Фізичні властивості гранітоїдів є відображенням їх речовинного складу, умов утворення та існування, при чому вплив названих факторів на величини конкретних петрофізичних параметрів відмінний: вірогідним є формування схожих величин петрофізичних параметрів в істотно (за складом, генезисом, структурою) відмінних геологічних об'єктах, а з іншого боку, виникають ситуації, коли близькі за складом і генезисом породи через другорядні відмінності можуть різко відрізнятися за величиною низки фізичних параметрів.

Аналіз придатності провідних петротипів за окремою петрофізичною ознакою не уявляється доцільним, оскільки характеристика проникності, як основної властивості кристалічної породи у контексті безпечного створення системи захоронення, має комплексний характер.

Вирішальним чинником при формуванні величин мінеральної та об'ємної густин кристалічних порід є їх склад, але з істотним впливом загальної пористості.

Пористість та проникність – важливі фізичні характеристики гірських порід при виборі придатного геологічного середовища для захоронення РАВ. Пустотність, крізь яку можуть мігрувати водні розчини, впливає і на міцність гірських порід. Так, породи різного мінерального складу можуть мати однакові значення міцності завдяки різним величинам пористості та проникності. Встановлено, що проникність збільшується із збільшенням пористості. Однак, для різних типів порід величина проникності для одних і тих самих значень пористості різна. При рівній величині пористості, мінімальною проникністю будуть характеризуватися більш однорідні породи, а максимальною – породи з відносно великими та однаковими за величиною порами.

Аналізуючи значення мінеральної густини петротипів житомирського комплексу (табл. 1), відмічаємо, що для нормальних гранітів вони досить однорідні і коливаються у межах 2660–2695 кг/м^3 з максимальним значенням 2695 кг/м^3 (для курчицького граніту). Для гранодіоритів та кварцового монцодіориту значення мінеральної густини складають 2700–2780 кг/м^3. Аналогічна ситуація склалася і для об'ємної густини – найбільші її значення для нормальних гранітів складають 2683,3 кг/м^3 для федорівського граніту та 2661,5 кг/м^3 для курчицького граніту, а гранодіорити та монцодіорити характеризуються значеннями 2652,3–2700,8 кг/м^3 та 2740 кг/м^3 відповідно. Щодо загальної пористості, то максимальне її значення для петротипів даного комплексу складає 2,2 % для березівського гранодіориту та 0,9 % для житомирських гранітів. Значення відкритої

пористості коливаються у межах 0,1–0,4 %. Відмічаючи підвищення значень щільності та швидкості розповсюдження поздовжніх хвиль для гранітів курчицьких, кам'янобродських та федорівських, можна зробити висновок про формування цих гірських порід в умовах стиску, які обумовили їх первинне ущільнення. А великі значення пористості та малі швидкості розповсюдження поздовжніх хвиль коростишівських гранітів є наслідком їх мікротріщинуватості [2]. Високий вміст кварцу (для граніту кам'яноброського за [3] його значення складають 70,52 %, для граніту курчицького – 70,51 %, для коростишівського 70,17 % та для житомирських гранітів 70,31 %) та мікрокліну обумовлює підвищену теплопровідність. На момент захоронення у РАВ будуть продовжуватись виділення радіогенного тепла. Відповідно, гірські породи повинні мати достатню теплопровідність та теплоємність, які сприятимуть його розсіюванню в оточуюче середовище. Значеннями найбільшої теплопровідності характеризується петротип граніту кам'янобродського – 3,2 Вт/м*К. Збільшення теплопровідності призводить до зміни об'єму породи, що в свою чергу веде до зміни міцнісних характеристик. Так, зі збільшенням пористості теплопровідність знижується. Оптимальне рішення при виборі породи, придатної для захоронення РАВ, має базуватися на комплексній оцінці таких характеристик.

Висновки. Здатність петротипів забезпечити безпеку визначається наявністю у них тих фізичних властивостей, які характеризують мінімальну проникність. Це низька пористість (відкрита і загальна), висока густина, відповідні структурно-текстурні особливості (перевага надається дрібно-середньозернистим відмінам), значна теплопровідність та міцність.

Дослідження проникності за допомогою аналізу петрофізичних властивостей – це маловитратний якісний спосіб отримання попередніх даних про проникність, мікротріщинуватість гірських порід як безпосереднього геологічного оточення упаковок з РАВ. Такого роду інформацію можна також екстраполювати на гірські породи з подібними умовами формування ще до етапу пошуково-розвідувальних робіт, що дозволить зосередитись завідома на більш придатних районах.

Житомирські граніти в цілому можна розглядати придатними щодо розміщення сховищ небезпечних відходів з огляду на те, що вони є однорідними, масивними породами, які характеризуються сталим складом, витриманими фізичними властивостями. Однак, при можливому виборі конкретного масиву для захоронення РАВ у межах комплексу треба врахувати об'єм його поширення, характер тектонічного впливу (тріщинуваті зони, розломи, інтрузивні контакти з вмісними породами), метасоматичних чи гідротермальних проявів та їх інтенсивність.

Отримані результати доцільно враховувати при плануванні і виконанні пошуково-розвідувальних робіт, які будуть проводитись з метою виявлення місця для будівництва геологічного сховища РАВ; також запропоновану методику можна використовувати і для інших об'єктів УЩ.

1. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка. – К., 2004. 2. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / М.И. Толстой, А.В. Чекунов, И.Б. Щербаков и др. – К., 1987. 3. *Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В., Гожик А.П., Шабатура О.В.* Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: Довідник-навчальний посібник. – К., 2003. 4. *Щербак Н.П.* Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия. Геохимия. Рудоносность: Справочник. – К., 1993. 5. *Щербаков И.* Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 6. Scientific and Technological Basis for the Geological Disposal of Radioactive Waste. IAEA-TRS No.413. — Vienna, 2003.

Надійшла до редколегії 21.02.11

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 662.3421.1. (477,6)

М. Курило, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

ТИПИ І РУДОКОНТРОЛЮЮЧІ ФАКТОРИ РОЗМІЩЕННЯ ЗОЛОТОРУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ДОНБАСУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

У статті детально розглянуті основні типи золоторудної мінералізації в Донецькому регіоні, їх розповсюдженість і рудоконтролюючі фактори локалізації.

This paper deals with detailed characteristic of the basic types of ore-gold mineralization in Donetsk region, distribution and localization of the ore-controlling factors.

Вступ та постановка проблеми. Донецька складчаста споруда на даний час визначилася як золотоносна область, а Центрально-Донбаська металогенічна зона, що приурочена до однойменного глибинного розлому і охоплює Головну антикліналь, вважається однією з перспективних на поліметали і золоті руди на Україні [4].

В межах зони є два невеликі родовища золота – Гостробугорське і Бобриківське, перспективний Михайлівський рудопрояв, Єсаулівське золото-срібло-поліметалічне і срібне Журовське родовище, а також ряд поліметалічних родовищ і рудопроявів з підвищеним вмістом золота. Невеликі прояви відомі вздовж Зуєвської антикліналі та її продовження на схід аж до Бобриківської антикліналі. Також невеликі прояви і геохімічні аномалії золота відомі в зонах Південно-Донбаського розлому і Мушкетівського насуву. Підвищені концентрації золота локалізовані у відкладах нижнього – середнього карбону, а в зоні Південно-Донбаського розлому також в гідротермально-змінених виверженних породах – андезитах і трахіандезитах P_2–T_1. В Ростовській області РФ в межах південної антикліналі Донбасу в аналогічних андезитах відомий Керчикський рудопрояв золота.

В Микитівському рудному полі золото зустрічається в окремих аншліфах, що містять антимоніт, кіновар, арсенопірит і рутил. Мікроскопічно виявлено біля десяти дуже дрібних (розміром до 0,02 мм) зерен. В ртутних рудах Софіївського кар'єру і шахти 2–біс в кіноварі, антимоніті, марказиті і піриті встановлено вміст до 0,11 г/т [6, 7].

В зоні розвитку соляно-купольних структур північно-західної окраїни Донбасу золото встановлене на Петрівському свинцево-цинковому рудопрояві в кальцитовому прожилку разом з целестином і піритом; на Берекському рудопрояві зустрінуті волосовидні прожилки золота в карбонатному цементі пісковиків; на Бантишевській ділянці золото пов'язане з чорними бітумами в дронівській свиті верхньої пермі [6, 7].

В Бахмутській і Кальміус-Торецькій западинах золото зустрічається в алмазоносних грубозернистих, гравелистих пісковиках верхнього карбону і нижньої пермі руслових фацій. Зерна розміром від сотих до десятих часток мм слабко окатані і мають здебільшого пластинчату і грудкувату форму. Іноді зустрічаються золотинки в зрощенні з кварцом і примазками гідроксидів золота.

Одиночні знахідки золота відомі також в освітлених піщано-глинистих породах карбону в межах північної антикліналі і Селезнівсько-Краснодонського розлому (0,02–0,06 г/т).

В Куйбишівсько-Несвітаєвській антикліналі самородне золото зустрінуте в різних комплексах порід. У с. Болдирево золото виявлене у вигляді одиночних пластинчатих і дендротовидних зломів розміром в десяті і соті частки міліметра у кварцових жилах серед порід карбону, а також у прориваючих ці породи плагіопорфірах (0,2 г/т). У західній частині цієї ж структури біля с. Дмитріївка в зоні гідротермальних змін піщано-глинистих карбонатових порід вміст золота становить 0,01–0,05 г/т. В одиночних пробах протолочках спостерігаються 3–6 золотин розміром 0,01–0,2 мм пластинчатої форми з просвітами і дрібно-бугристо-ямчастою поверхнею. Цікава знахідка золота в морських піщано-галькових відкладах неогену в центральній частині структури у с. Барило-Крепінка. Тут в пробах з золотом виявлені десятки зерен флоренситу, присутність якого в межах Нагольного кряжу є супутником корінних проявів золота в гідротермально-змінених породах.

В межах Південнодонбаської зони глибинного розлому самородне золото встановлене в турнейських доломітах, долотомізованих вапняках з прошарками аргілітів, в сірих крупно-середньокристалічних вапняках (Доломітовий кар'єр).

Рудна золотоносна мінералізація простежена у вигляді субпластових піритових тіл, які січуть прожилки сульфідно-кварц-карбонатного складу. Вміст золота коливається від 0,01 до 4,66 г/т (іноді 13,2 г/т) на потужність зон від 1,0 до 35.

Виклад основного матеріалу. Аналіз розташування родовищ в стратиграфічному розрізі свідчить, що більшість з них знаходиться в теригенних відкладах амвросіївської світи C_2. До них належать Михайлівський рудопрояв Вільховатської антикліналі, Гостробугорське і Бобриківське родовища, Єсаулівське родовище і всі рудопрояви в Центральному Донбасі, а також прояв Зуєвської антикліналі. Лише незначна частина рудопроявів Докучаєвського рудного району приурочена до карбонатних відкладів турнейського ярусу (C_1t).

В результаті детального вивчення мінералогічного складу золотих руд, термодинамічних умов їх утворення і рудоконтролюючих факторів просторового розташування в даний час виділяється декілька типів золоторудної мінералізації [2, 3, 5, 10–12].

Вільховатський тип – золото-піритовий. До нього належить Михайлівський рудопрояв, а також ряд недостатньо вивчених рудопроявів – Західний, Андріївський та інші в межах Вільховатської антикліналі. Вони розташовані в гострому склепінні антикліналі, ускладненому повздовжніми насувами і локалізовані переважно в шарах пісковиків світи C_{2O} потужністю до 60 м. Зруденіння являє собою дрібнозернистий пірит з вмістом золота в середньому 50 г/т. він утворює вкрапленість, жовна, лінзи і прошарки. Середній вміст золота в піритизованих пісковиках в межах рудних покладів складає 1,5 г/т. Даний пірит пов'язаний з березитами (кварц, анкерит, серицит), які розвинуті в пісковиках. Середній вміст піриту в них – 1–2 %, на рудопроявах досягає 5 % і більше.

Золотоносні березити перетинаються кварцовими і анкерит-кварцовими прожилками з галенітом, сфалеритом, сульфосолями, антимонітом, кіновар'ю, загальна кількість яких не досягає 1,0 %. В місцях, де зустрічається антимоніт, вміст золота в руді зростає в 10–12 разів. Це дає змогу припустити можливість виявлення золото-сурм'яної рудної формації (золото-антимонітовий тип). Вміст золота і антимоніту в мінералізованих породах Михайлівського рудопрояву збільшується в напрямку Західної ділянки. Тут досить інтенсивно розвинута аргілітизація порід, яка на рудопрояві зустрічається спорадично.

Шліхо-геохімічні аномалії золота і березитизація порід простежується на протязі приблизно 35 км вздовж склепіння Вільховатської антикліналі. Поблизу її північно-східної periклiналі виявлена Андріївська рудна зона протяжністю 5 км, де серед аргілітизованих і лімонитизованих пісковиків виявлені інтенсивні геохімічні ореоли золота (до 0,3 г/т). тут же спостерігаються невеликі прояви сфалериту, галеніту і кіноварі.

Єсаулівський тип – золото-срібло-сульфоантимонітовий. В східному напрямку Вільховатська структура кулісовидно заступається Єсаулівською антикліналлю, яка розпочинає північну гілку Нагольного кряжу. Тут відоме Єсаулівське поліметалічне родовище, що локалізоване у відкладах світи C_2^0 (стратиграфічний аналог західної ділянки Михайлівського рудопрояву). На відміну від Вільховатської антикліналі, тут переважає поліметалічне зруденіння, де рудні мінерали представлені сфалеритом, ВІ-галенітом, галенітом, тетраедритом, бурнонітом, буланжеритом, піритом. Рідше зустрічаються халькопірит, вюртцит, мілерит, зелігманіт, аргентит, джемсоніт. Характерною особливістю є велика кількість сульфаантимонітів свинцю.

Зруденіння локалізоване в брекчійованих прошарках вапняків і в анкерит-кварцових прожилках, що перетинають аргіліти. Інколи відмічається піритизація порід, що нагадує відому на Вільховатській антикліналі. Вміст металів змінюється від долей процента до 17,5 % (свинець) і до 33,1 % (цинк). Середній вміст цинку 1,8–10,0 %, свинцю 2,6–10,0 %, сурми 0,1–10,0 %. Вміст срібла в галеніті – 2200–7700 г/т, бурноніті – 715 г/т, булажериті – 136 г/т, бляклих рудах – до 18700 г/т. Руди мають підвищений вміст золота – 0,2–2,0 г/т. в деяких жилах виявлено вміст золота до 12 г/т. На західному фланзі родовища відзначено літієву мінералізацію в глинистих сланцях світи C_2^1 потужністю 30 м з середнім вмістом оксиду літію 0,37 %.

Це родовище можна віднести до перехідних від золото-сурм'яної формації (сульфоантимонітовий тип) до срібло-поліметалічної формації, родовища якої відомі далі на схід.

Бобриківський тип золото-срібло-поліметалічний. До нього належать Бобриківське і Госторобугорське родовище, а також недостатньо вивчені Дяківський рудопрояв і Клунівська точка мінералізації. Вони розташовані в межах південної гілки Нагольного кряжу, тяготіть до склепінь більш симетричних антикліналей, залягають в нижній частині товщі C_2^0 і простежуються на глибину 1,5 км і більше в підстилаючу товщу C_1^4.

Зруденіння представлене вкрапленістю метакристалів піриту і арсенопіриту в березитизованих пісковиках, а також анкерит-кварцовими і сидерит-кварцовими жилами і прожилками з піритом, арсенопіритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом, тетраедритом, піротином, буланжеритом, бурнонітом, самородним золотом. Більшою частиною ці жили і прожилки поодинокі і не утворюють рудних зон. Іноді вони досягають розмірів великих жил з роздувами (Гостробугорське родовище)

або утворюють розрізнені штокверки (Бобриківське родовище). Рудна мінералізація утворює два яруси – верхній золото-сульфосольно-поліметалічний і нижній – золото-поліметалічний.

Вміст золота в рудах складає 2,0–9,0 г/т (в окремих пробах 40–110 г/т), срібла 320 г/т, на відміну від ранніх мінеральних асоціацій, де золотоносними є пірит і арсенопірит (тонко дисперсне золото). Серед золото-поліметалічної мінералізації зустрічаються дрібні (до 0,2 мм) виділення самородного золота, тоді як у сульфосольній асоціації золото більш крупне і зазвичай тяжіє до контактів зерен піриту з заміщуючим їх галенітом. Найтісніший парагенетичний зв'язок встановлено для золота з галенітом, а основними концентраторами є пірит і арсенопірит різних генерацій. Найбільш сріблоносними є галеніт, тетраедрит, бурноніт, буланжерит (інколи в галеніті його вміст досягає 5–7 кг/т).

Стильський тип – джаспероїдний. Прояви золота цього типу виявлені в Докучаєвському рудному районі в карбонатних відкладах нижнього карбону. Золотоносні структури представлені круто падаючими субширотними тектонічними зонами з інтенсивним брекчируванням порід [2, 3]. Широко розвинені доломітизація, кальцитизація і піритизація порід. Незмінені вапняки збагачені дисперсною органічною речовиною, яка метаморфізована до стадії шунгіту. До найбільш доломітизованих горизонтів турнейського ярусу приурочені скупчення масивного золотоносного піриту, який утворює субпластові тіла потужністю до перших метрів. Вміст золота досягає 4,66 г/т, миш'яку – до 1,34 г/т.

Самородне золото виявлене в тектонічних зонах поблизу поверхні землі, серед брекчованих і окварцованих карбонатних порід, істотно заміщених глинистими мінералами. Воно утворює плівки, пластинчасті виділення, дендроподібні зерна, переважає пилоподібне і дрібне золото.

Серед рудних мінералів, крім піриту, зустрічаються арсенопірит, лелінгіт, сфалерит, галеніт, халькопірит, борніт, тенантіт, халькозин, кіновар, молібденіт. Жильні мінерали – кварц, доломіт, гідрослюди, алюмініт, гіпс, рідше сидерит, родохрозит, хлорит, каолініт.

Рудоконтролюючі фактори локалізації і ознаки золоторудної мінералізації різних типів.

Стратиграфічний контроль розміщення родовищ і рудо проявів виражений локалізацією їх у відкладах амвросіївської світи (C_2^0), а за даними глибоких свердловин – також у відкладах світи C_1^4. На Бобриківському і Гостробугорському родовищах руди приурочені до границі між серією C_2dk (аналог амвросіївської світи C_2^0) і світою C_1^4, яка збагачена вуглистою речовиною. А в загалі зруденінням охоплений досить значний стратиграфічний інтервал, що досягає 6000 м. причому нижня межа поширення рудної мінералізації свердловинами не досягнута. У Бобриківській параметричній свердловині нитковидні сульфідні золотоносні прожилки зустрінуті на глибині 3200 м. В більш молодих відкладах C_2^1–C_2^7 зустрічаються тільки геохімічні ореоли золота або дещо підвищений його вміст в поліметалічних рудах.

Літологічний контроль виражений локалізацією стратиформних покладів золотоносного піриту і арсенопіриту в березитизованих пісковиках. В аргілітах поширені переважно жили і прожилки сидерит-анкерит-кварцового складу, які містять золото-поліметалічну мінералізацію з підвищеним вмістом золота і срібла (Єсаулівське родовище). Найбільш збагачені золотом інтервали з підвищеним вмістом органічної речовини.

Структурний контроль полягає в локалізації золоторудної мінералізації в склепіннях антикліналей. В межах вузьких склепінь мінералізація локалізована в зонах насувів, а також в міжшарових тектонічних порушеннях, іноді поперечних зонах тріщинуватості. Широкі склепіння антикліналей характеризуються розвитком поперечних жил, зон брекчіювання, а також прожилкових утворень, пов'язаних зі складчастістю.

Метасоматичний контроль. Навколорудні зміни порід, що супроводжують золото-пірит-арсенопіритову мінералізацію представлені березитами (Гостробугорське і Бобриківське родовище, Михайлівський рудопрояв). Золото-поліметалічна мінералізація часто супроводжується анкеритовими або донбасит-анкеритовими метасоматитами, золото-антимонітова (іноді з кіновар'ю) – аргілізітами. На Михайлівському рудопрояві виявлені всі три типи навколорудних змін.

Мінералогічний контроль. Переважно кварцовий склад жил і прожилків, наявність залізо – магнезіальних карбонатів, помітна піритизація порід і присутність піриту в жилах (інтенсивна лімонітизація порід на поверхні). Показником підвищеної золотоносності карцових жил є присутність в них тетраедрит-фрейбергіт-герсдорфітової асоціації (Бобриково, Гострий бугор). Збагачення золотом зруденіння відбувається при накладанні на пірит-арсенопіритові березити сульфоантимонітової або кіновар-антимонітової мінералізації (Єсаулівське і Михайлівське родовища). Сприятливою ознакою служить наявність в метасоматитах фосфатвміщуючих мінералів – флоренситу, апатиту, анапаїту, монациту.

Геохімічний контроль. В березитизованих породах спостерігається тісний геохімічний зв'язок золота з миш'яком, в донбасит-анкеритових метасоматитах – з літієм, в аргілізитах або дикітизованих породах – високий вміст ртуті, безпосередньо в рудах – ртуті, сурми і нікелю.

Геофізичний контроль. Залежно від складу і ступеня ката-метагенезу вмісних порід, рудні зони, що приурочені до пізнього метагенезу, фіксуються за позитивними аномаліями гравітаційного поля (функція Саксова-Ніагарда), які обумовлені збільшенням щільності порід. Методами електророзвідки (аудімагнітотелуричне зондування) виявляються ізометричні вузли і зони з скупченням сульфідів і кварц-карбонатних жил і прожилків [1, 3].

Екзогенний контроль. Розкриті ерозійним зрізом золотоносні з кварцово-жильною і золотосульфідною мінералізацією утворюють досить стійкі вторинні ореоли золота, що фіксуються як шліховою, так і спектрозолотометричною зйомкою і призводять до утворення елювіально-делювіальних розсипів. Мінералогічний склад окиснених руд чітко відрізняється від первинних за рахунок утворення вторинних мінералів в умовах окислювально-відновних реакцій зони вивітрювання. Серед типових мінералів зони окиснення головна роль належить гідрогетиту, лімоніту, гідрогематиту, скородиту, церуситу, смітсоніту, ярозиту, рідше малахіту, азуриту, халькозину, псиломелану та іншим [5, 7].

Висновки. Таким чином, в Донецькому басейні виділяються чотири мінералогічні типи золото-поліметалічних руд: золото-піритовий, золото-срібло-сульфоантимонітовий, золото-срібло-поліметалічний і джаспероїдний, для яких характерні певні фактори контролю і пошукові ознаки.

1. *Азаров Н.Я., Белявський В.В., Гошовский С.В.* и др. Геоэлектрические модели золоторудних месторождений Украинского щита и Донбасса. – К., 1999, 2. *Артеменко В.М., Лебідь М.І.* Золотортутне зруденіння в карбонатних породах Докучаєвського рудного району, Південний Донбас // Мін.ресурси України. – 1996. – № 1. – С. 14–17. 3. *Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І., Куліш Е.О.* та ін. Металічні і неметалічні корисні копалини України. – К. – Лв., 2006. 4. *Комплексна металогенічна карта України*. Масштаб 1:500000. Пояснювальна записка. – К., 2003. 5. *Курило М.В., Дищук М.Ю., Балан Є.В.* та ін. Мінеральні асоціації і зона окиснення Бобриківського золоторудного родовища в Донбасі // Геолог України. – 2008. – № 3. – С. 67–73.

6. *Лазаренко Е.К. Панов Б.С. Груба В.И.* Мінералогія Донецького басейна. – К., 1975. – Ч. І. 7. *Лазаренко Е.К. Панов Б.С. Павлишин В.И.* Мінералогія Донецького басейна. – К., 1975. – Ч. ІІ. 8. *Михайлов В.А., Шевченко В.І., Огар В.В., Курило М.В.* та ін. Металічні корисні копалини України. – К., 2007. 9. *Рєзников А.И.* Структурные условия локализации оруденения в рудном районе Нагольного кряжа // Геологический журн. – 1975. – № 1. – С. 137–143. 10. *Шумлянский В.О., Демидов Ю.Н., Деревская Е.И., Курило М.В.* и др. Геолого-генетическая модель Бобриковского золоторудного месторождения в Нагольном кряже // Геол. журн. – 1994. – № 3. – С. 95–107. 11. *Шумлянський В.О. Деревська К.І., Іванишина О.М., Олександров О.Л.* та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. – К., 2003. 12. *Щербак Д.М., Курило М.В.* Мінералогічні і ізотопно-геохімічні особливості формування Бобриківського золото-поліметалічного родовища в Донбасі // Мінерал. журн. – 1999. – № 5–6. – С. 101–106.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 553.99:550.81(477)

М. Криницька, пров. геолог

НОВЕ В МЕТОДАХ ДОСЛІДЖЕНЬ З ВИЯВЛЕННЯ ПЕРСПЕКТИВНИХ ПОКЛАДІВ БУРШТИНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. В.А. Нестеровським)

На прикладі локальної площі досліджено умови залягання покладів бурштину. Доповнено методику вивчення територій, перспективних на виявлення промислових покладів бурштину.

On the example of local area researched conditions of bedding of amber deposits. The method of study of territories, perspective on an exposure industrial amber deposits is complemented.

Вступ. Законом України від 22 лютого 2006 року затверджено загальнодержавну програму розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2010 р. Дана програма спрямована на розвиток пріоритетних напрямів геологічних досліджень з метою забезпечення держави гостродефіцитними видами власної мінеральної сировини. З усіх видів природного кольорового каміння України бурштин названо найбільш конкурентноздатним.

Бурштин – самоцвітна сировина органічного походження, яка завдяки своїм лікувальним властивостям та природній красоті набуває зростаючої світової популярності. Північно-західна частина території України розташована в межах Прип'ятського бурштиноносного басейну і має перспективи виявлення промислових родовищ цього "сонячного" каменю.

Прогнозування наявності розсипів бурштину в межах північно-західного схилу УЩ пройшло шлях від виявлення окремих знахідок, здійснених ще польськими і російськими спеціалістами та узагальнення виявлених знахідок П.А. Тутковським [3] до виявлення чисельних проявів. Нині в Україні здійснюється промисловий видобуток бурштину лише в межах Клесівського родовища (Сарненський район Рівненської області), яке почало розроблятися ще в 1993 р. В цілому геологорозвідувальними роботами ВО "Кварцсамоцвіти" та Рівненської ГЕ підтверджено можливість виявлення покладів бурштину в межах північно-західного схилу УЩ. Згідно геологічних досліджень визначено фаціальну приналежність бурштиновмісних порід до мілководно-морських та прибережно-морських відкладів епіконтинентального басейну дрібноархіпелагового типу та виділено основні бурштиноносні райони. Проте, на даний час так і немає чітко визначених потенційно бурштиноносних площ, в межах яких було б можливе виявлення прогнозованих промислових розсипів. Задача ускладнюється тим, що промислові поклади бурштину приурочені до пухких порід межигірської світи нижнього олігоцену, які підстеляються літологічно і гранулометрично подібними породами обухівської світи верхнього еоцену і перекриваються близькими за фаціальними ознаками відкладами берекської світи верхнього олігоцену. До того ж всі три товщі важко діагностуються черезвідсутності викопної фауни.

Мета дослідження. Проаналізувати матеріали геологорозвідувальних робіт та виявити закономірності умов утворення покладів бурштину, враховуючи фаціальні особливості бурштиновмісних порід та гіпсометричні рівні бурштинонакопичення. На основі отриманих даних викласти методику альтернативного прогнозування наявності родовищ бурштину, яка дозволить розділяти території поширення пухких палеогенових порід в межах північно-східної частини УЩ на перспективні, мало перспективні і неперспективні щодо виявлення промислових покладів. Розмежування потенційно бурштиноносних територій дозволить в часі прискорити геологорозвідувальні роботи по виявленню і оцінці промислових родовищ бурштину.

Результати дослідження. Залягання розсипів бурштину в надрах України пов'язане з великим періодом розвитку геологічних процесів в межах північно-західного схилу Українського щита та загального розвитку північної півкулі в палеогені. Для досліджень було вибрано Вирківську площу поширення бурштиновмісних порід – крайню південну частину Володимирецького бурштиноносного району, розташовану південніше смт. Володимирець. Як найпівденніша частина в загальній схемі поширення бурштиноносних палеогенових відкладів, вона виявляє ознаки як прибережних, так і віддалених від корінного берега фацій. За реперний горизонт досліджень було взято верхньокрейдову поверхню, представлену, в основному, відкладами карбонатних порід, різко відмінними від палеогенових відкладів, представлених пісками, алевритами чи глинами або їх проміжними різновидами. Контакт такої поверхні чітко фіксується в польових умовах і відображений всіма видами геологічних досліджень достовірно. За наявним статистичним матеріалом (описи геологознімальних та пошукових свердловин) було проаналізовано характер поведінки даної поверхні. Розташування площ, сприятливих для накопичення промислових розсипів бурштину приурочене до загального пониження крейдяної поверхні долиноподібного характеру, окресленого з західної сторони високим положенням крейдяної поверхні, зі сходу виходами кристалічних порід Українського щита. Пониження простягається від крайньої південної частини Володимирецького бурштиноносного району, окресленої стійким крейдяним підняттям, в північно-східному напрямку до кордонів України і продовжується на територію Білорусі.

Легкорозчинні крейдяні породи на ділянках суходолу, сприяли утворенню розгалуженої системи карстових палеопонижень, яка легко заповнилася водами з настанням морської трансгресії обухівського часу (верхній еоцен). Морський басейн покрив практично всю територію північної частини Рівненської області за виключенням палеоостровів стійкої суші, сформованими виходами габро-долеритових тіл (Володимирецька та Степанська габро-долеритові інтрузії).

Для Вирківської бурштиноносної площі (південна частина Володимирецького бурштиноносного району) областю розмиву слугувало палеопідняття, розташоване в межах південно-східної її частини (рис. 1), яке представлене виходами на дочетвертинну поверхню габро-долеритів та вендських пісковиків.

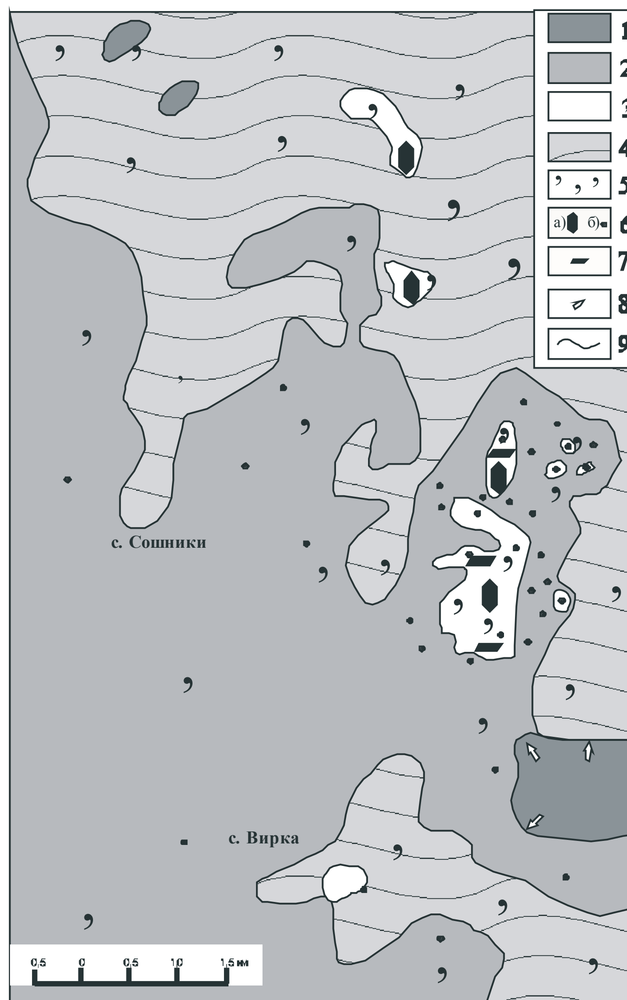


Рис. 1. Палеогеографічна схема південної частини Володимирецького бурштиноносного району в межигірський час (нижній олігоцен):

1 – палеопідняття, області постійної денудації та розмиву; 2 – території постседиментаційних розмивів (площі виявлення зернового бурштину в корі вивітрювання обухівських відкладів); 3 – мілководна зона морського басейну, сприятлива для накопичення промислових розсипів бурштину (площі виявлення зернового та уламкового бурштину); 4 – мілководна зона морського басейну, сприятлива для накопичення уламкового бурштину (площі потенційного виявлення зернового та уламкового бурштину); 5 – наявність глауконіту; 6 – наявність бурштину: а) уламкового (розміром більше 5 мм); б) зернового (розміром менше 5 мм); 7 – наявність уламків вуглефікованої деревини; 8 – напрямки зносу уламкового матеріалу; 9 – межі фаціальних зон

У продуктах районування магматичних і метаморфічних порід вміст важкої фракції, як правило, значно більший ніж в продуктах руйнування осадових утворень. Загальний вміст важкої фракції зменшується в залежності від зростання відстані до джерела розмиву. Проте для даної ділянки, як і для іншої території Володимирецького бурштиноносного басейну, характерним є значний вміст мінералів легкої фракції (від 100 до 99,4 %). Мінеральний склад представлений, в основному, кварцом (від 99,8 до 51,2 %). Дана обставина свідчить не так про дальність транспортування, як про багаторазове переміщення рихлих порід продуктивної товщі і підстеляючих порід в умовах мілководного епіконтинентального моря. Переважання в мінеральному складі кварцу, присутність в усіх пробах циркону, рутилу, гранату, турмаліну свідчить про формування даних порід в обстановці інтенсивного вивітрювання. Наявність в окремих пробах нестійкого до вивітрювання мінералу, такого як рогова обманка, що характеризує розмив середніх за складом порід та мінералів, характерних для метаморфічних порід (дістен, ставроліт, силіманіт, гранат) свідчить про збагачення осадових порід продуктами розмиву інтрузивних та метаморфічних порід. Також в складі проб, що відібрані із виробок, максимально наближених до локального палеопідняття, відмічається підвищений вміст глинисто-слюдистих мінералів (14,49–23,86 %). У вагових кількостях (0,06–0,96 %) виявлено мінерали групи польових шпатів.

У період регресивної стадії межигірського моря, в умовах пониження рівня морського басейну, площа палеопідвищень розширювалася за рахунок перетворення морських палеопіднять в надводні палеоострови. Пухкі породи обухівської світи легко розмивалися і прискорювали осадонакопичення в мілководному морському басейні. Розмивались як складені піщаними та алевритистими породами палеопідвищення, так і острови стійкої суші. В умовах денної поверхні формувалася кора вивітрювання обухівських відкладів верхнього еоцену. Про даний процес свідчить наявність в дрібнозернистих, алевритистих пісках, які за гранулометричним складом та вмістом глауконіту в польових умовах діагностуються як верхньоеоценові відклади, лише зернового бурштину (не підтвердженого при проходці свердловин великого діаметру наявністю уламкового бурш-

тину) та утвореного в умовах достатньо теплого (жаркого) клімату екзогенного мінералу мартиту. В окремих випадках також відмічається каолінізація, припустимо за рахунок вивітрювання мусковіту. Такі відклади приурочені до крейдяної поверхні, яка залягає гіпсометрично вище загального рівня бурштинонакопичення.

Слід також відмітити про виявлення мартиту в одиночній пробі, відібраній нижче продуктивних покладів, підтверджених наявністю значних вмістів уламкового бурштину. Дана обставина може свідчити про утворення карстових понижень і їх заповнення змитими з денної поверхні породами. В подальшому в таких пониженнях могло відбуватися накопичення вимитого бурштину одночасно із продуктами розмиву. Як правило, бурштиноносні горизонти збагачені алевритистою складовою, уламками вуглефікованої деревини та характеризуються наявністю грубозернистої фракції, гальки та невитриманим співвідношенням фракцій піщаної розмірності, що характерно для накопичення в прибережних та мілководних частинах морського басейну. Локальність та дрібномасштабність виявлених покладів бурштину і наявність в нижніх горизонтах потужних крейдяних товщ дозволяє припустити формування покладів бурштину також і в палеокарстових пониженнях, утворених в континентальних умовах після часткової або остаточної регресії моря. Проте дане припущення потребує подальшого вивчення.

Польові пошукові роботи на бурштин згідно напрацьованих методик проводяться в два етапи. Перший – виявлення зернового бурштину в піщаних фракціях при проведенні скороченого мінералогічного аналізу проб, відібраних при бурінні свердловин за допомогою ручного бура. Наступний – проходка свердловин великого діаметра в місцях виявлення зернового бурштину і виявлення уламкового бурштину за допомогою промивки бурштиновмісних порід на ситі з розміром комірок 5х5 мм. При виділенні пошукових площ беруться до уваги матеріали попередніх геологічних досліджень, в яких немає чіткого і однозначного виділення бурштиновмісних горизонтів через подібність гранулометричного (різнозернисті піски, глини, алеврити) і мінералогічного (глауконіт-кварцові, глауконітвмісні породи) складу. В результаті проходиться велика кількість свердловин. Вперше виділення локального гіпсометричного рівня бурштинонакопичення з метою виділення палеопідвищень, як потенційних територій розмиву і палеопонижень, як потенційних місць накопичення уламків фосилізованої викопної смоли було здійснено при вивченні Володимирецького родовища бурштину [1]. Однак, аналіз успадкованості палеопонижень і аналіз накопичення бурштину в певних гіпсометричних рівнях з метою вибраковки площ, в межах яких неможливе накопичення уламкового бурштину, до сьогодні не проводився.

В центральній частині Вирківської ділянки виявлено крейдяне пониження з гіпсометричними відмітками (зафіксованими геологознімальними свердловинами) його поверхні на рівні 137,9–146,3 м (на схемі – площа виявлення зернового та уламкового бурштину), до якого і приурочені промислові вмісти бурштину. В межах пониження максимальне значення відмітки підошви продуктивної товщі, за даними проходки свердловин великого діаметру, складає 160,2 м. Максимальна потужність підстеляючих порід складає 11,6 м. Відповідно, максимальна відмітка крейдяної поверхні в місцях виявлення промислових вмістів бурштину повинна відповідати значенню не більше 148,6 м. Таке теоретичне припущення підтверджується даними пошукових та пошуково-оцінювальних робіт. На південь, північ, схід і захід від успадкованого пониження крейдяна поверхня фіксується на глибині з гіпсометричними відмітками 157,0–162,2 м. На ній залягає кора вивітрювання верхнього еоцену, в якій виявлено лише механічні ореоли розсіювання зернового бурштину, які не підтверджуються наявністю уламкового бурштину. По високому заляганню крейдової поверхні (більше 157 м) виділено територію, на якій неможливе виявлення промислових запасів бурштину, хоч вона і характеризується присутністю зернового бурштину. Припустимо, в межах цієї території могли бути локальні поклади бурштину, які були розмиті за рахунок вирівнювання поверхні в континентальних умовах. За наявними статистичними даними крейдяне пониження продовжується в північно-східному напрямку, де абсолютні відмітки крейдяної поверхні складають 142–144 м. Дана територія має потенційну перспективу щодо виявлення промислових покладів бурштину.

Висновки. Аналіз геологічного матеріалу в межах поширення бурштиноносних відкладів дозволяє вивести методологічну базу досліджень просторового розташування в масштабах розсипів бурштину. Вона включає перед польову та польову частини.

Передпольова частина:

- вивчення гіпсометрії поверхні верхньокрейдяних відкладів, як такої, що всіма видами геологічних досліджень фіксується абсолютно достовірно;
- визначення місцевого рівня бурштинонакопичення згідно з еталонними об'єктами виділених бурштиноносних районів – (типові родовища та вивчені прояви);
- визначення максимальних потужностей еоценових відкладів, які підстеляють бурштиновмісні олігоценові відклади (за даними тих же еталонних обєктів);
- за визначеним гіпсометричним положенням верхньокрейдової поверхні та середньою потужністю підстилаючих порід виділення успадкованих палеопонижень на територіях поширення потенційно бурштиноносних порід;
- виділення територій стійких палеопідвищень – потенційного джерела уламкового матеріалу та органічних решток (в тому числі і викопних смол), які при попаданні в мілководні частини морського басейну сприяють створенню геохімічної обстановки, необхідної для кінцевої фосилізації бурштинових смол.

Такий аналіз допоможе в побудові палеогеографічних схем і виділенні території, на яких необхідно продовжити польові дослідження.

Польові дослідження:

- буріння свердловин з метою оконтурення площ бурштиновмісних порід в межах теоретично виділених палеопонижень та відбір проб для проведення скороченого мінералогічного аналізу з метою виявити зерновий бурштин в піщаних фракціях (стадія геологопрогнозного картування, загальні пошуки, цілеспрямовані пошуки);
- на виявлених потенційно бурштиноносних територіях (площі поширення мілководно-морських та прибережно-морських фацій з наявністю зернового бурштину в межах успадкованих палеопонижень) проведення пошуково-оцінювальних та геологорозвідувальних робіт з метою виявлення уламкового бурштину та підрахунку його запасів.

Така схема виявлення промислових покладів бурштину дозволить ефективно використовувати матеріали попередніх геологічних досліджень, прискорити в часі геолорозвідувальний процес та значно зменшити необхідні для його проведення витрати.

1. *Криницька М.В., Нестеровський В.А.* Палеогеографічні умови накопичення бурштину на родовищі Володимирець-Східний // Матер. І міжнар. наук.-практ. конф. – К., 2008. – С. 92–94.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 556.382(477.42)

Р. Кравчинський, наук. співроб.

ОЦІНКА ПРИРОДНО-РЕСУРСНОГО ПОТЕНЦІАЛУ КОРОСТЕНСЬКОГО РОДОВИЩА ПІДЗЕМНИХ ВОД

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Наведено результати комплексних польових гідролого-гідрогеологічних робіт на р. Уж в межах Коростенського родовища підземних вод (Житомирська область) та спеціальних аналітичних досліджень. Визначено природні ресурси та експлуатаційні запаси підземних вод території, їх якість, а також умови взаємозв'язку з поверхневими водами.

It is shown the results of the complex field hydrology-hydrogeological researches on Uzh river near the Korosten's underwaters deposit (Zhytomir region) and special analytical researches. Its certain the natural resources, operating supplies of underwater, its quality, and also specified the hydrogeological terms and features of intercommunication superficial and underground waters.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Підземні води (ПВ) є одним з основних джерел господарсько-побутового та промислового водопостачання. Тому для ефективного планування заходів по їх охороні та раціональному використанні необхідне вирішення таких важливих науково-практичних завдань, як регіональна оцінка їх природних ресурсів, якості та вивчення умов взаємозв'язку з поверхневими водами. Погіршення екологічної ситуації в країні і світі наряду з глобальними кліматичними змінами помітно впливають на водно-ресурсний потенціал в окремих регіонах. Тому питання, порушені у статті, набувають значного інтересу для вчених та практиків.

Дослідження проводились в межах Коростенського родовища ПВ. Ділянка робіт, загальною довжиною 3,9 км, розташовувалась в долині р. Уж поблизу населених пунктів с. Поліське, с. Мирне та с. Чолівка Коростенського району Житомирської області. Весь обсяг гідролого-гідрогеологічної інформації та ступінь вивченості характеризується даними, отриманими шляхом інтерполяції результатів попередніх дрібно- та середньомасштабних досліджень, що висвітлені в низці літературних джерел та фондових матеріалах. Тому постає необхідність у проведенні більш детальних робіт для уточнення гідролого-гідрогеологічних умов та переоцінки природних ресурсів підземних вод.

Початком наукових гідрогеологічних досліджень в регіоні можна вважати 50–60–і роки XX ст, коли поблизу низки населених пунктів (у тому числі біля м. Коростень, с. Щорсівка та с. Березівка, що знаходяться неподалік ділянки робіт) закладено ряд бурових свердловин для водопостачання та уточнення гідрогеологічних умов територій.

Значний внесок у вивченість території здійснили вчені Інституту геологічних наук НАН України, які протягом 1969–1973 рр. під керівництвом член-кореспондента АН УРСР А. Бабинця займалась дослідженням гідрогеологічної будови басейнів малих річок України та умов їх живлення підземними водами.

Питання взаємозв'язку ПВ зони інтенсивного водообміну з поверхневими водами в межах Українського Полісся, а також формування підземного стоку та природних ресурсів ПВ цієї території розглядались в працях Г. Білявського (1971 р.), І. Багрія (1978 р.) та ін.

Узагальнення багаторічних досліджень закономірностей водообміну в межах Українського кристалічного щита і вивчення природних ресурсів ПВ висвітлені в колективній монографічній праці [3], куди увійшли результати робіт А. Бабинця, Г. Білявського, Н. Дробнохода, В. Шестопалова.

Ступінь гідрологічної вивченості території характеризується результатами режимних спостережень в створі гідрологічного поста на р. Уж в м. Коростень (з 1946 р.), що розташований в 7 км нижче ділянки робіт.

Сучасні уявлення про гідролого-гідрохімічну характеристику мінімального стоку р. Уж дають результати робіт науковців Київського національного університету імені Тараса Шевченка – В. Хільчевського, І. Ромася, М. Ромася (2007 р.).

Протягом останніх двадцяти років процес гідролого-гідрогеологічного вивчення в Україні помітно занепав. Крім того, класичні підходи таких досліджень – досить трудоємкі і високозатратні. Тому накопичений багаторічний досвід Інституту геологічних наук НАН України у дослідженні водних ресурсів з використанням нових приповерхневих експрес-методів, удосконалених та широко впроваджених технологій в сучасних умовах дав поштовх для відновлення таких робіт на якісно новому рівні.

Умови формування підземного стоку території досліджень. З точки зору фізико-географічних умов ділянка робіт розташована на території Житомирського Полісся. В геологічному відношенні Коростенське родовище ПВ розташоване в північній частині Українського кристалічного щита. В багатьох місцях спостерігаються виходи на денну поверхню корінних порід. Рельєф території переважно рівнинний, абсолютні відмітки висот коливаються від 186 м до 194 м. В межах ділянки робіт переважають піщані і супіщані ґрунти, річкова заплава подекуди заболочена.

Клімат території помірно континентальний з достатньою зволоженістю [8]. В середньому за рік випадає близько 630 мм опадів. Літо тепле, зима – помірно м'яка, з пасмурною погодою, частими туманами та відлигами. За даними метеостанції в м. Коростень середньорічні температури повітря коливаються в межах +6ºС – +7ºС.

Середня ширина р. Уж у межах території досліджень змінюється від 15,5 м у верхній течії до 10,5 м у нижній ділянці; середні глибини коливаються в діапазоні 0,75–0,45 м. Є дві бічні притоки: ліва – р. Могиляка та права – струмок без назви.

За характером живлення усі поверхневі води території досліджень відносяться до змішаного типу. Основні джерела їх живлення – дощі, сніг та ПВ [8]. Як показали дослідження, режим річкового стоку – переважно рівнинний; основний стік проходить у весняний період, після чого спостерігається досить стійка межень, що інколи порушується короткочасними дощовими зливами.

Відповідно до існуючого районування річок за умовами формування мінімального стоку [8] територія досліджень відноситься до III району, що характеризується переважним живленням поверхневих вод в період низької межені за рахунок водоносних горизонтів зандрових пісків четвертинного періоду та продуктів руйнування кристалічних порід [2, 5] (рис. 1, табл. 1).

Водонасиченість водоносного горизонту в зандрових пісках залежить від атмосферних опадів, і в найбільш посушливі роки він може виснажуватись. Водонасиченість кристалічних порід залежить від характеру тріщин та їх кольматації коалінистим та глиняним матеріалом. Питомі дебіти свердловин водоносного горизонту в кристалічних породах можуть змінюватися від 0,0001 до 1,6–15,5 л/с [2, 5].

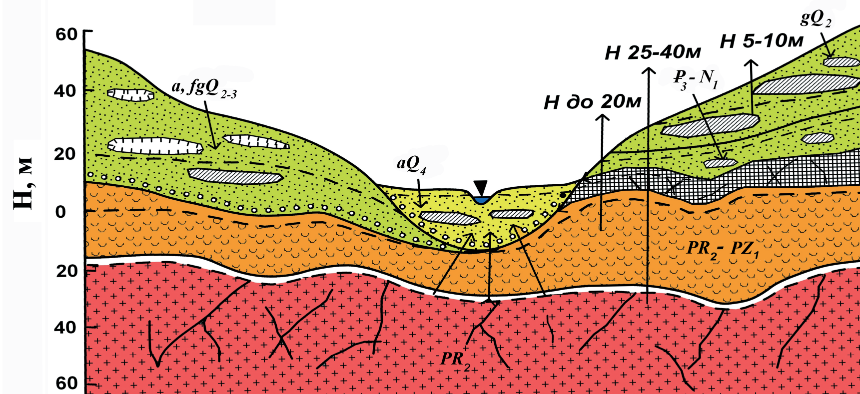


Рис. 1. Схема дренування підземних вод в межах території досліджень [2]

Таблиця 1

Гідрогеологічні умови взаємозв'язку поверхневих та підземних вод

Літологія	Вік	Водоносий горизонт	Гідравлічний зв'язок з річкою	Участь у підземному живленні річок
Піски різнозернисті, суглинки, супіски	aQ_4	Сучасних алювіальних відкладів заплав; безнапірний	існує	основна
Піски різнозернисті, супіски	a,fgQ_{2-3}	Алювіальних та флювіогляціальних відкладів середнього та верхнього відділів антропогену; слабо напірний	існує	основна
Піски різнозернисті, моренні суглинки з валунами	gQ_2	Моренних відкладів середнього антропогену; слабо напірний	не існує	основна
Піски дрібно- та середньозернисті	P_3–N_1	Неогенових та верхньопалеогенових відкладів; слабо напірний	не існує	незначна
Крейди та мергелі тріщинуваті	K_2	Верхньокрейдових відкладів; слабо напірний	існує	незначна
Каоліни кори вивітрювання	PR_2–PZ_3	Кори вивітрювання давніх порід; напірний	існує	основна
Тріщинуваті кристалічні породи	PR_3	Тріщинуватої зони верхньопротерозойських порід; напірний	не існує	основна

Методика досліджень. Оцінка природно-ресурсного потенціалу ПВ ґрунтується на розробленому в Інституті геологічних наук НАН України методологічному підході [1], що узагальнює вітчизняний та зарубіжний досвід гідролого-гідрогеологічних досліджень. Застосована методика передбачає проведення комплексних спостережень в річковому руслі (гідрометричні, еманаційні та термометричні зйомки) з подальшим виявленням ділянок, перспективних для закладання берегових водозаборів. Разом з тим, як відомо, при вивченні водно-ресурсного потенціалу територій важливий науково-практичний інтерес має вивчення хімічного складу та якості води (рис. 2).

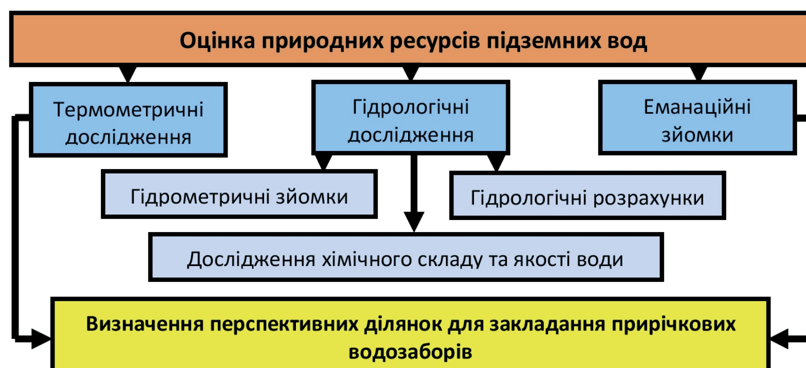


Рис. 2. Загальна схема оцінки природно-ресурсного потенціалу підземних вод

Згідно з використаною методикою [1] комплекс гідро-, термо- та атмогеохімічних досліджень слід проводити в період низької водності, коли річки переходять на переважне живлення підземними водами. У місцях розвантаження ПВ в руслову мережу спостерігається різка зміна температурних показників біля дна річки: понижені значення влітку та підвищені в зимовий період.

Вимірювання температури дна річки (донних відкладів) здійснювалось на глибині 1 м за допомогою електронного термометра (GMH 175) зі щупом. Під час дослідження в річковому руслі одночасно з термометричними дослідженнями в скляні барботери через гумову трубку проводився відбір проб води для подальшого лабораторного визначення в ній газової складової (радону).

Застосування радону як індикатора тріщинних зон зумовлено його глибинним походженням, що в приповерхневих шарах над геодинамічними зонами проявляється у вигляді еманаційних аномалій.

Оцінка підземного притоку в річки і втрат річкового стоку на просочування через русло (ΔQ) на досліджуваній ділянці здійснювалась на основі проведення гідрометричної (меженної) зйомки та використання рівняння водного балансу:

$$\Delta Q = Q_н - Q_в - Q_{бп} + Q_{вз} - Q_{вс} + Q_{нб}, \qquad (1)$$

де $Q_в$ і $Q_н$ – витрати води у верхньому і нижньому створах, $Q_{бп}$ – витрати води бокових приток, $Q_{вз}$ – водозабір руслових вод, $Q_{вс}$ – скидання води в руслову мережу, $Q_{нб}$ – нев'язка водного балансу, пов'язана з точністю вимірів його елементів.

Вимірювання витрат води (швидкостей течії) проводилось гідрометричним млинком ГР-21М на штанзі з човна та вбрід згідно існуючих рекомендацій та настанов [6].

Для прив'язки отриманих характеристик стоку до багаторічних величин додатково проводились гідрометричні дослідження в створі гідрологічного поста в м. Коростень та обробка і аналіз довгострокових рядів спостережень за річковим стоком на мережі Гідрометслужби України

Одним з основних розрахункових прийомів для прив'язки результатів гідрометричних зйомок до багаторічних величин є метод перехідних коефіцієнтів, що в загальному вигляді полягає у визначенні для опорного створу співвідношення значень річкового стоку на дату епізодичних вимірів (Q_{ei}) і величин параметрів підземного стоку (Q_e) з наступним переносом співвідношень (перехідних коефіцієнтів K_i) на дані створів епізодичних вимірів.

На підставі визначених на опорних постах коефіцієнтів і епізодичних даних про витрати води (Q_{ei}) розраховувалися необхідні параметри підземного стоку для кожного з експедиційних створів:

$$Q_e = K_i \cdot Q_{ei}\,, \qquad (2)$$

Правомірність визначення параметрів підземного притоку за даними епізодичних вимірів, а також точність результатів досліджень залежить від генетичної однорідності вхідної інформації, що забезпечується виконанням робіт в період формування річкового стоку здебільшого підземними водами [7], правильного підбору аналогів за подібністю умов формування підземного припливу і вибору розрахункової схеми приведення, що дозволить врахувати ці умови.

Застосована методика була апробована в багатьох регіонах України (в Криму, Закарпатті, Волино-Поділлі тощо) і має значну ефективність, підтверджену результатами буріння, закладанням та експлуатацією берегових водозаборів.

Результати досліджень та їх обговорення. Обробка та інтерпретація матеріалів багаторічних режимних спостережень на гідрологічному посту в м. Коростень мережі Гідрометслужби України показали, що дослідження припали на період 30 %-ї забезпеченості підземним стоком (табл. 2).

За результатами проведеної гідрометричної зйомки виявлено, що приріст поверхневого стоку ΔQ (розвантаження ПВ в руслову мережу) на ділянці досліджень згідно воднобалансових розрахунків становив 0,33 м^3/с.

Згідно з методикою, були розраховані прив'язочні коефіцієнти (K_i) між епізодичними зйомками та опорним пунктом (гідропост в м. Коростень), які становили відповідно 1,1 для верхнього створу та 0,83 для нижнього. Це дало змогу визначити величину приросту підземного стоку на ділянці $Q_в – Q_н$ для періодів різної забезпеченості (табл. 3).

Таблиця 2

Розрахунок підземного стоку р. Уж різної забезпеченості по гідрологічному посту в м. Коростень

Забезпеченість, %	1	5	10	25	50	75	85	90	95	99
Підземний стік, м^3/с	3,50	2,62	2,18	1,55	1,04	0,70	0,58	0,51	0,41	0,27

Таблиця 3

Експлуатаційні запаси підземних вод різної забезпеченості (ділянка р. Уж с. Поліське-с. Чолівка)

Забезпеченість, %	85	90	95
Підземний стік, м^3/с	0,16	0,14	0,11

Якщо брати до уваги, що населення м. Коростень становить близько 67 тис чоловік, то водозабезпеченість міста ресурсами ПВ Коростенського родовища (ділянка с. Поліське – с. Чолівка) за розрахунками на період 95 %-ї забезпеченості становить понад 140 дм^3/добу на одну особу.

Враховуючи активну турбулентність річкового потоку, яка виражалася середньою витратою води на ділянці Q_c=1,5 м^3/с, однакові орографічні умови та незначні зміни температури повітря в період проведення робіт (24,5–26,0°С), слід відмітити значну амплітуду коливань температурних показників приповерхневого шару річкової води по довжині р. Уж (12,7–17,6°С), що є прямим свідченням впливу ПВ на термічний режим річки. Підтвердженням такої взаємодії є результати термометричних досліджень донних відкладів у річковому руслі (рис. 3), що характеризувався порівняно нижчими показниками і більш широким діапазоном коливань – 8,4–16,7°С. Разом з тим на окремих ділянках з пониженими значеннями температурних показників донних відкладів спостерігався підвищений вміст радону (до 13,5 Бк/дм^3).

Визначення локальних місць розташування зон розвантаження ПВ в річкову мережу проводився на основі аналізу графічних матеріалів, що відображають просторовий розподіл температур донних відкладів та радону у воді. Інтерпретація досліджень зводиться до виділення локальних ділянок, що одночасно характеризуються підвищеним вмістом радону та пониженими температурними показниками. Таким чином, на основі комплексних гідролого-гідрогеологічних досліджень в річковому руслі було виділено три зони підвищеного взаємозв'язку між поверхневими та підземними водами – місць перспективних на закладання берегових водозаборів для промислового та місцевого водопостачання (рис. 4).

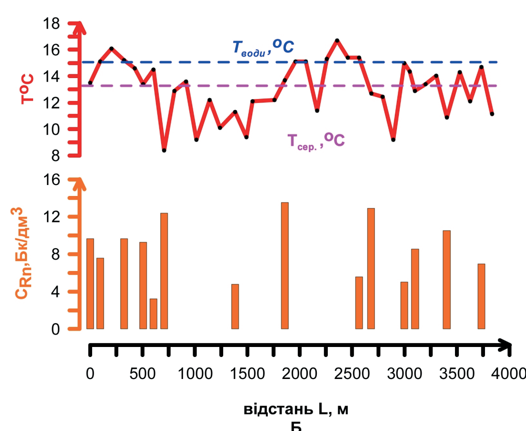


Рис. 3. Результати термометричних та радонометричних досліджень у руслі р. Уж

Для оцінки ефективності застосування використаної методики та правомірності виділення локальних зон підвищеного водообміну між поверхневими і підземними водами було проведено кореляційний аналіз результатів термо- та атмогеохімічних досліджень. Статистична обробка матеріалів показала існування певного кореляційного зв'язку (коефіцієнт кореляції r = –0,60) між температурою донних відкладів та вмістом радону у придонному шарі води (рис. 5).



Рис. 4. Схема розміщення перспективних ділянок для закладання берегових водозаборів:
1 – контур ділянки робіт; 2 – населений пункт; 3 – річка, її назва та напрям течії; 4 – точки термометричних та еманаційних досліджень; 5 – ділянки, перспективні для закладання берегових водозаборів

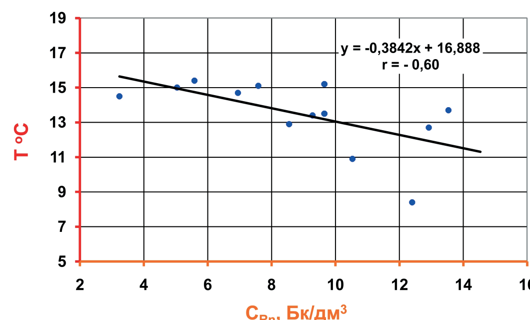


Рис. 5. Залежність між вмістом радону (C_{Rn}) у воді р. Уж від температури донних відкладів (T°C)

Це свідчить про існування спільного фактора (розвантаження в річкову мережу підземних вод), що впливає на підвищення вмісту радону у придонній товщі річкової води і одночасне пониження температур донних відкладів.

Дослідження хімічного складу та якості води проводились на основі аналізу багаторічних спостережень за забрудненістю р. Уж в 1 км вище м. Коростень (гідрохімічний пост мережі Гідрометслужби України) в період зимової межені. Саме у цей час річка живиться переважно підземними водами, а льодостав захищає від впливу зовнішніх чинників на гідроекологічний стан території. Такий підхід суттєво підвищує об'єктивність та достовірність отриманих результатів.

Визначення екологічної оцінки якості води за відповідними категоріями полягає, у визначенні блокових індексів якості води для кожного з трьох блоків – сольового (I_1), трофо-сапробіологічного (еколого-санітарного) (I_2) та специфічних речовин токсичної дії (I_3). Для виконання загальної екологічної оцінки якості поверхневих вод басейну р. Інгулець використаний інтегральний екологічний індекс (I_E), який розраховується як середнє значення суми індексів вищезазначених блоків [4].

Як показали результати досліджень, хімічний склад води характеризується досить добрими гідрохімічними показниками. Так, мінералізація води значно нижча рівня ГДК, а вміст біогенних та специфічних забруднюючих речовин у 10–15 разів нижчий, ніж державні та європейські стандарти (табл. 4).

Таблиця 4

Середні багаторічні показники хімічного складу води р. Уж (1 км нижче м. Коростень,) в період зимової межені (2000–2009 рр.)

	Концентрація хімічних елементів, мг/дм^3									
	pH	SO_4^{2-}	Cl^-	$\sum_{іонів}$	O_2	NH_4^+	NO_2^-	NO_3^-	PO_4^{3-}	СПАР
Максимальні значення	8,2	57,1	30,3	292	16,6	0,74	0,047	0,33	0,106	0,03
Мінімальні значення	6,6	31,9	21,2	142	10,6	0,08	0,009	0,15	0,024	0,00
Середні багаторічні	7,6	40,3	25,8	249	12,7	0,41	0,024	0,22	0,063	0,01
ГДК	6,5–8,5	500	300	1000	>4,0	1,0	1,0	10,0	3,5	0,01
Європейські стандарти [9]	н/д	250	250	1500	н/д	0,5	0,5	50,0	н/д	н/д

Проведення екологічної оцінки якості води за відповідними категоріями показало, що за критерієм мінералізації води належали до 1 категорії І класу якості, тобто до прісних гіпогалинних вод. Згідно забруднення компонентами сольового складу річкові води належали до 1 категорії І класу якості води. Тому за екологічним станом їх слід віднести до відмінних, а за ступенем забрудненості до дуже чистих.

Значний внесок у погіршення якості води р. Уж вносять трофо-сапробіологічні показники. Величина I_2 змінювалася в межах 2,6–3,9 і в середньому становила 3,1. Тому за вмістом еколого-санітарних показників досліджені води відносились до 3 категорії ІІ класу якості, що характеризує їх як добрі за станом та досить чисті за ступенем забрудненості.

За вмістом специфічних речовин токсичної дії води р. Уж в період зимової межені відносились до ІІ класу 2 категорії якості. При цьому середній багаторічний показник I_3 становив 2,4 і води характеризувались, як дуже добрі за станом та чисті за ступенем забрудненості.

За підсумковим інтегральним індексом (I_E=2,3), якість річкової води відповідала водам дуже добрим за станом та чистим за ступенем забрудненості (клас ІІ, категорія 2).

Висновки. Таким чином, територія досліджень в долині р. Уж (ділянка с. Поліське-с. Щорсівка) – це складна гідролого-гідрогеологічна система зі значним природно-ресурсним потенціалом підземних вод. Сукупний вплив фізико-географічних факторів формує сприятливі умови для водообмінних процесів в долині р. Уж. Підземне живлення річок складається з сумарного притоку ґрунтових та артезіанських вод до русла. Динаміка стоку із окремих водоносних горизонтів, що дренуються річковою долиною, визначається умовами залягання і живлення водоносного горизонту і положенням місць розвантаження по відношенню до урізу річки.

Розрахунки показали, що частка підземного живлення р. Уж в межах території досліджень від середньорічного стоку становить близько 28 %. Тому природні ресурси ПВ характеризуються значним притоком вод з підземних горизонтів до руслової мережі, що в маловодні роки змінюється від 0,11 м^3/с до 0,16 м^3/с.

За результатами проведеного комплексу робіт виділено три зони підвищеного взаємозв'язку між р. Уж та

підземними водами (зон дренування). Як показали дослідження, такі ділянки здебільшого розташовувалися в місцях, де впадають або колись впадали притоки та струмки. Це може опосередковано свідчити про їх тектонічне походження. Порід із вище сказаним (тобто кількісними показниками), хімічний склад підземного стоку р. Уж в межах ділянки робіт характеризується досить доброю якістю, що значно підвищує водно-ресурсний потенціал території.

1. *Багрій І.Д.* Прогнозування розломних зон підвищеної проникності гірських порід для вирішення геоекологічних та пошукових задач. – К., 2003. 2. *Білявський Г.О.* Природні ресурси прісних вод Українського Полісся. – К., 1971. 3. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины: Водообмен в естественных условиях / В.М. Шестопалов, В.И. Лялько, Н.С. Огняник и др.; Под. ред. В.М. Шестопалова. – К., 1989. 4. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / В.Д. Романенко, В.М. Жукинський, О.П. Оксіюк та ін. – К., 1998. 5. Кадастр подземных вод СССР. Житомирская область / Отв. ред. А.Е. Бабинец. – М., 1964. – Т. II., Кн. 1. 6. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам / Под ред. О.Н. Потаповой. – Л., 1975. – Вып. 2, Ч. II. 7. Подземный сток на территории СССР / Под ред. Б.И. Куделина. – М., 1966. 8. Ресурсы поверхностных вод СССР / Под. ред. М.С. Каганера. – Л., 1971. – Т. 6., Вып. 2. 9. Water Quality for Ecosystem and Human Health: United Nations Environment Programme Global Environment Monitoring System / Water Programme / Genevieve M. Carr, James P. Neary. – Canada, 2006.

Надійшла до редколегії 24.03.11

УДК 550.83: 553.83:551.243.5

Г. Калашник, канд. геол. наук

РОЛЬ ЮВЕНІЛЬНИХ ДЖЕРЕЛ РУДНИХ КОМПОНЕНТІВ В УРАНОВОМУ РУДОГЕНЕЗІ ПРИАЗОВ'Я

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Розглянуто просторовий, часовий і геохімічний зв'язок між формуванням урановорудних об'єктів та проявами лужно-ультраосновного магматизму в Приазовському мегаблоці та на суміжних територіях. Проведено аналіз вмісту урану в кристалічних породах Приазов'я, в базальних товщах ейфельских відкладень, що вміщують стратиформні урановорудні тіла в зоні зчленування Приазовського мегаблоку і Донбасу та в просторово-часово-сполучених з урановорудним процесом кімберлітопроявах. Розглянуто вплив мантійних процесів на урановий рудогенез в даному регіоні. Викладені висновки можуть сприяти підвищенню ефективності та цілеспрямованості ведення прогнозно-пошукових та пошукових робіт.

The spatial, time and geochemical relationship between the formation of uranium ore objects and alkaline-ultrabasic magmatism in the Priazovsky megablock and in adjacent territories have been considered in the paper. The analysis of the uranium content in crystalline rocks of Priazovje, in the basal strata of eyfelskie sediments which surrounding stratiform uranium ore bodies in the junction zone between the Priazovsky megablock and Donbas and in the space-time-associated with uranium ore process kimberlitic magmatism are given in the paper. The influence of mantle processes for uranium ore genesis in the region investigated. This results can be instrument in the increase of efficiency and purposefulness in prognosis-searching and exploration geological works.

Вступ. Встановлення джерела рудної речовини при утворенні родовищ залишається однією з основних проблем ендогенного рудоутворення. Виявлений просторовий і часовий зв'язок формування кімберлітопроявів, в тому числі алмазоносних, і ділянок уранового зруденіння в Кіровоградському урановорудному районі на погляд авторів, є зовнішнім вираженням зв'язку гідротермальних родовищ урану і проявів лужно-ультраосновного магматизму з активними мантійними структурами [5]. Окрім єдиного структурно-тектонічного фактора рудоутворення вказаний зв'язок обумовлений єдиним джерелом корисного компоненту (верхня мантія), речовинним зв'язком цих корисних компонентів, формування яких вимагає наявності джерела вуглекислотних мантійних флюїдів [6]. Це дозволяє серед ймовірних джерел урановорудних компонентів віддавати перевагу ювенільним, по-новому розглядати можливості міграції, мобілізації та концентрації урану в тісному зв'язку з мантійними флюїдами. Приазовський мегаблок є унікальним за практично повним набором генетичних типів уранового зруденіння, проте промисловий урановий об'єкт поодинокий – дрібне Миколаївське родовище гідротермального типу в Південно-Донбаській мінерагенічній зоні (зона зчленування Приазовського мегаблоку і Донбасу).

Виклад основного матеріалу. Розглянемо особливості площинного розподілу урану в різновікових породах Приазовського мегаблоку, що допоможе встановити специфіку еволюції уранового рудогенезу району досліджень. За результатами спеціалізованого радіогеохімічного опробування, яке було проведене на території Приазовського мегаблоку [2, С. 149–150], з'ясовано, що найменшими концентраціями урану (1,6–1,9х10^{-4} %) характеризуються амфіболіти, піроксенові, амфібол-піроксенові, біотитові гнейси різного складу (окрім гнейсів бердянської товщ), плагіоклазові, мікроклін-плагіоклазові мігматити і плагіограніти (рис. 1).

Деяке зростання вмісту урану спостерігається в біотит-графітових, біотит-сілліманітових гнейсах бердянської товщі (3,4х10^{-4} %). Гранітоїди Приазов'я, особливо мікроклінового складу, відрізняються значно вищим вмістом урану. Так, в породах граносієнітового комплексу середній вміст урану складає 5,0–5,2х10^{-4} %, а в анадольських гранітах 9,2х10^{-4} %. Високі фонові концентрації урану виявлено в нефелінових сієнітах (16,9х10^{-4} %), а також у альбітізованих і амфіболітизованих (лужний амфібол) гнейсах різного складу в південному ендоконтакті Октябрського масиву (9,7х10^{-4} %). Це дозволяє припустити, що уран в цьому районі привносився при утворенні цих порід разом з глибинними лужними (калієвими) розчинами. Середній вміст урану в цирконієносних альбititах, маріуполітах Приазов'я становить 15,1х10^{-4} %. Дані щодо вмісту основних акцесорних мінералів і розподілу торію і урану в породах і мінералах Октябрського лужного масиву вказують на їх можливість слугувати потенційними джерелами урановорудної речовини, проте відсутність істотних пов'язаних з масивом урановорудних скупчень свідчить про обмежені можливості міграції урану і його подальшої концентрації. Це пов'язано в першу чергу зі складними формами знаходження і розподілу урану, що зумовлено хімізмом і мінеральним складом порід, а також відсутністю фізико-хімічних та термодинамічних умов рудоутворення. Результатами ізотопних досліджень карбонатних порід Чернігівського і Октябрського масивів [3, С. 144–145] підтверджується наявність джерел вуглекислотних мантійних флюїдів в межах розломів, до яких вони приурочені (табл. 1).

Сприятлива структурно-тектонічна обстановка в поєднанні з глибинними вуглекислотними потоками, натровими і калієвими флюїдами призвели до утворення довготривалих активних гідротермальних систем і до формування у Приазовському мегаблоці ряду лужних масивів. При масштабному прояві натрового метасоматозу в межах Октябрського лужного та Чернігівського карбонатитового масивів у зонах глибинних розломів мантійного проникнення, до яких вони приурочені, не виникло необхідних умов для формування ураноносних

альбітитів і гідротермального уранового рудоутворення. Карбонатизація в Октябрьському масиві проявлена слабко і нерівномірно [7, С. 128–129]. Відсутність суттєвих за обсягом порід-потенційних концентраторів урану (ураноносних альбітитів) у Октябрьському і Чернігівському масивах навіть при активній дії карбонатного метасоматозу могли призвести лише до внутрішнього перерозподілу та перевідкладення уранових компонентів в об'ємі порід масивів. Основна маса урану при формуванні та розвитку вищевказаних масивів надходила з лужними розплавами, їх надходження з самостійними епімагматичними глибинними флюїдами було відсутнє, що свідчить про порівняно низьку концентрацію урану в активізованих ділянках мантії, до яких вони приурочені.

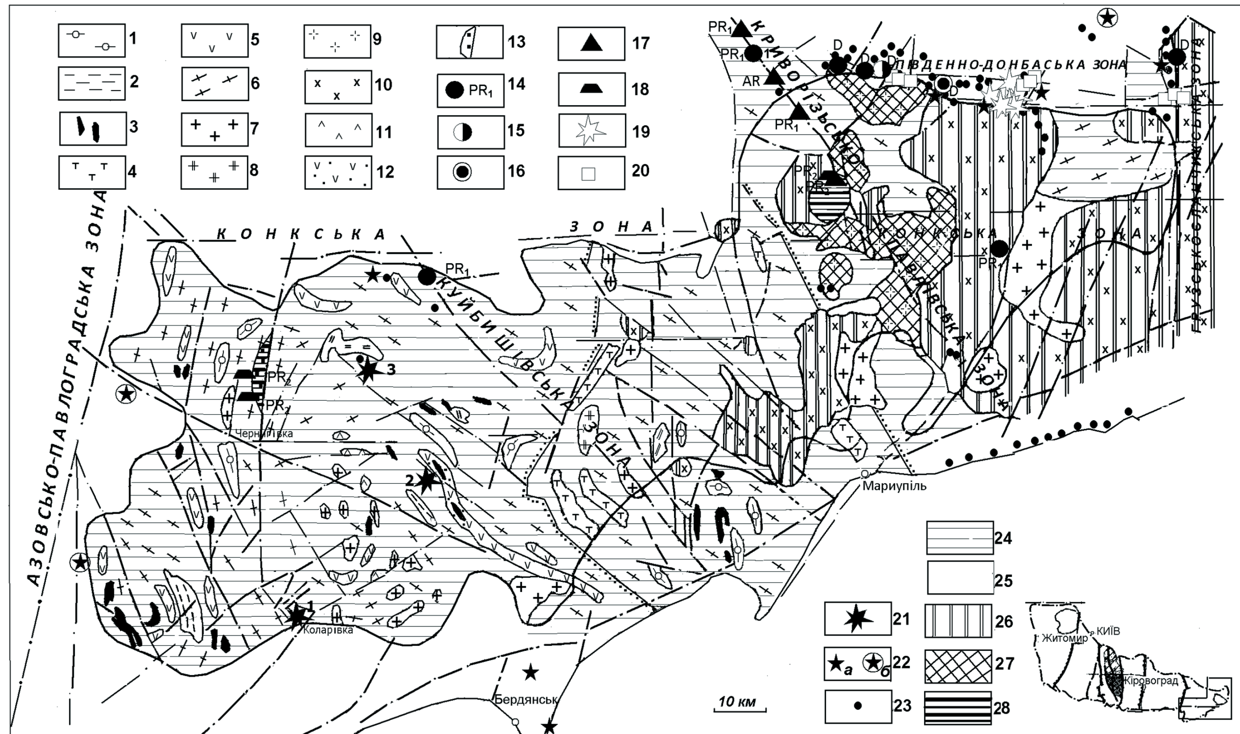


Рис. 1. Схема розміщення урановорудних об'єктів (за матеріалами КП "Кіровгеологія"), критеріїв і ознак алмазоносності в Приазов'ї, розподілу урану в породах Приазовського мегаблоку (за Г.В. Жуковим та ін. [2, с. 150].) (з доповненнями автора):
1 – гнейси піроксенові і амфібол-піроксенові, 2 – гнейси біотитові, 3 – кварцити залізисті, 4 – гнейси біотит-графітові, біотит-сілліманітові, 5 – амфіболіти; 6 – мігматити істотно плагіоклазові; 7 – породи гранодіоритового комплексу; 8 – граніти плагіоклазові р. Каратюк; 9 – анадольскі граніти; 10 – породи граносієнітового комплексу, 11 – обіточненський інтрузивний комплекс (кварцові діорити, тоналіти, діорити і габро-діорити); 12 – гуляйпільський метаморфізований комплекс (високоглиноземисті ставроліт-, кордієрит-, андалузит-, сілліманітвмісні і двуслюдяні кристалосланці, мармури і графітовмісні гнейси, метаконгломерати), 13 – чернігівський карбонатитовий комплекс. Ендогенні рудопрояви урану: 14 – гідротермальні у мінералізованих зонах, 15 – гідротермальні в базальних відкладах; 16 – гідротермальні уранбітумні в зонах дроблення порід кристалічного фундаменту; 17 – гідротермально-метасоматичні в пегматоїдних гранітах, 18 – магматичного типу в масивах сієнітів і карбонатитах; 19 – кімберлітопрояви, 20 – знахідки жильних пікритів; 21 – експлозивні лампроїтопрояви: 1 – Мрія, 2 – Камиши, 3 – Конка, 22 – знахідки кристалів алмазів: а – в сучасному алювії, б – у відкладеннях мезо-кайнозойського віку; 23 – знахідки піропів в сучасному алювії. Середній вміст урану в породах (пх10^{-4} %): 24 – менше 2,5; 25 – від 2,5 до 5; 26 – від 5 до 8; 27 – від 8 до 10; 28 – більше 10

Таблиця 1

Ізотопний склад карбонатних порід окремих масивів Приазов'я, в $^{o}/_{oo}$ (за даними [3, С. 144–145])

Массив	Породи	Геологічне положення	Мінеральний склад	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Джерело Речовини
Октябрський лужний масив та його облямування	Карбонатити, карбонатні брекчії, жильні виповнення	Окремі жили, дайки(?), зони брекчіювання з карбонатним цементом	Ка, Ап, Эг, Рб, Мо, Кв, Бі, Пх	Від -6,8 до -8,3	Від 6,0 до 14,5	0,7024–0,7035	Глибинне мантійне
Чернігівський масив карбонатитів	Карбонатити	Потужні дайки (до 200 м), окремі тіла і жили	Ка, До, Мг, Гр, Фл, ЩП, ЩА, Ап, Цр, Мн	Від -3,5 до -7,8	Від 5,0 до 16,5	0,7006± 0,0007	Мантійне джерело, не контаміноване коровою речовиною

Примітка. Мінерали: Фл – флогопіт, Гр – графіт, Ка – кальцит, До – доломіт, Ап – апатит, Эг – егірин, Рб – рібекіт, Мо – молібденіт, Бі – біотит, Пх – пірохлор, ЩП – лужний піроксен, ЩА – лужний амфібол, Цр – циркон, Мн – монацит

Зв'язок уранового зруденіння і лужно-ультраосновного магматизму девонського віку спостерігається в межах Південно-Донбаської розломної зони (зчленування Приазовського мегаблоку і Донбасу). Базальна пачка ейфельских відкладень, яка вміщує тут стратиформні урановорудні тіла, характеризується максимальним фоновим вмістом урану в породах регіону до 25,2х10^{-4} % [1, с. 365]. У кімберлітах трубок Надія, Петрівська, Південна, Новоласпінська, вміст урану сягає 14 г/т [9].

Для забезпечення концентрації урану на окремих ділянках у процесі тектоно-магматичних активізацій повинні поєднуватися сприятливі структурно-тектонічні і фізико-хімічні умови рудолокалізації. Потрібна наявність порід-концентраторів урану, які було сформовано у попередню епоху тектогенезу на ділянках, що залучено в нову тектонічну активізацію розломної зони. Розломна зона в такому випадку може слугувати транспортним каналом для підйому на верхні структурні горизонти глибинних теплових і газових потоків та флюїдів, які створюють необхідні варіації температур, тисків, екстрагуючи системи і як результат – призводять до локалізації урану. Мантійні флюїди є головним джерелом поставки рудних компонентів в процесі рудогенезу. Тому для формування багатих уранових руд необхідне виникнення відкритих порожнин мантійного проникнення. Наявність таких порожнин може бути забезпечена геодинамічною обстановкою локального розширення, яка діагностується проявами дайкових комплексів ультраосновних лужних порід мантійного генезису (перш за все, кімберлітів). Такі дайки, просторово і часово зв'язані з процесом уранового рудоутворення, і представляють собою основну ознаку розломів, які є транспортними каналами вуглекислотних (або водневo-вуглецевих, що перетворюються в вуглекислотні) флюїдів з активних мантійних структур, що здатні проникати у верхні шари земної кори, привносити уран, а також попутно мобілізувати його з вміщуючого середовища і сукупно сорбувати до промислових кондицій. Таким чином, просторово-часовий зв'язок кімберлітопроявів і урановорудних об'єктів може додатково враховуватись у комплексі критеріїв виявлення гідротермальних родовищ урану в інших мало вивчених урановорудних районах та областях. Це може сприяти підвищенню ефективності та цілеспрямованості прогнозно-пошукових та пошукових робіт.

Результати сейсмічних досліджень в комплексі з геологічними даними вказують на те, що Південно-Донбаська мінерагенічна зона розташована над активною мантійною структурою, її глибинна проникність діагностується проявленням ультраосновного лужного магматизму (рис. 1), що вміщає продукти мантійних парагенезисів [8]. Вік кімберлітів Південно-Донбаської мінерагенічної зони отриманий Rb-Sr ізохронним методом за макрокристами незміненого флогопіту становить для трубки Новоласпінська – 380–391 млн р., для трубки Південна – 383–389 млн р. [8]. На Миколаївському уран-торієвому родовищі (Південно-Донбаська мінерагенічна зона) вік мінералізації становить 390±40 млн р. [1, с. 362]. Як бачимо, процес виведення кімберлітових колон до поверхні був практично синхронний з формуванням найбільш багатих урановорудних концентрацій, що вказує на часовий зв'язок цих двох процесів і зумовлює просторову локалізацію в Південно-Донбаської мінерагенічній розломної зоні. Формування уранового ендогенного зруденіння девонського віку в Південно-Донбаської мінерагенічної зоні, скоріш за все, відбувалося за рахунок попереднього виникнення мантійної-корових проміжних осередків магматичного розплаву. Ймовірно, ці осередки при тектоно-магматичній активізації були джерелом гідротермальних розчинів, виносили рудогенні елементи на верхні структурні поверхи і приводили до інтенсивних проявів лужно-метасоматичних і гідротермальних утворень у зазначеній мінерагенічній розломної зоні.

В структурно-тектонічному плані дуже цікавою є також зона на кордоні схилу західної частині Приазовського мегаблоку і Дніпрово-Донецького палеорифту (ДДП), до якої приурочений, зокрема, Дібровський TR-U-Th рудопрояв. Ця зона неодноразово залучалась до тектоно-магматичні активізації, що проявлялося в утворенні нових або омолодженні древніх схилових розломних зон УЩ аж до формування розломів, що визначили положення ДДП. Ці процеси, ймовірно, супроводжувалися активною вулканічною діяльністю з впровадженням магматів різного складу, з подальшими інтенсивними гідротермальними процесами. З магматичними породами тут пов'язано залізо-титанове зруденіння і рідкіснометалева мінералізація. Дібровський рудопрояв локалізовано в складному тектонічному вузлі перетину Девладівської широтної розломної зони і розломів північно-східного та північно-західного простягання в зоні зчленування Західного Приазов'я і ДДП. Уявлення про ступінь тектоно-магматичних перетворень в зоні зчленування Приазовського мегаблоку і ДДП дозволяє зробити аналіз матеріалів глибинного сейсмозондування (ГСЗ) за профілем Приморськ-Костянтинівка-Сватове (рис. 2) [4]. У зоні зчленування Приазовського мегаблоку (ПМ) і Дніпрово-Донецького палеорифту (ДДП) Т. Ільченком виділена глибинна мантійна інтрузія (рис. 2). Ділянка кори зі зниженою швидкістю, що залягає вище мантійної інтрузії, на його думку є продуктом виплавляння магми з порід архейсько-нижньопротерозойської кори, яка сформувалась під впливом теплових процесів, що супроводжували активну мантійну діяльність.

Еволюція гідротермального процесу та його металогенічна спеціалізація (включаючи уранове зруденіння) регулюється складними закономірностями. Зокрема, вона залежить від характеру диференціації магми і її лужнометалевості, від P-T режиму вуглекислоти та участі в гідротермальному процесі вод метеорного походження, від фаціального складу потенційних адсорбентів урану, але процес уранового рудоутворення однозначно пов'язаний з тектоно-магматичною активізацією і посиленням магматичної та гідротермальної постмагматічної діяльності осередків. Зона на кордоні схилу УЩ та ДДП, на думку авторів, являє собою основний ймовірний потенціал розширення мінерально-сировинної бази урану в Приазовській потенційно урановорудній області (рис. 2).

У ході різночасових тектоно-магматичних активізацій одна і та ж область мантії, яка аномально збагачена певними хімічними елементами, може постачати до верхніх структурних горизонтів нові порції ювенільного матеріалу. Тому первинна неоднорідність хімічного складу певної області мантії вірогідніше за все знаходить відображення у специфіці вищих рівнів земної кори, в їх певній геохімічній і металогенічній спеціалізації.

Найбільш інтенсивний урановий рудогенез УЩ пов'язаний з етапом тектонічної активізації 1,9–1,8 млрд р. проявився формуванням метасоматичних і інтрузивних комплексів лужних порід і утворенням родовищ альбітитової формації центральної частини УЩ [10]. Д. Щербак і А. Грінченко [10] виділяють у Приазовському регіоні в середньопротерозойській металогенічній епосі (2,1–1,8 млрд р.) два металогенічні етапи: ранній гранітоїдний (2,029–2,090 млрд р.) (гранітоїди хлібодарівського, анадольського комплексів) і пізній альбітитовий (1,36 млрд р.) з формуванням альбітитів з торієвої спеціалізацією. У Приазовському мегаблоці епоха 1,8 - 1,79 млрд р. характеризується різноманітністю порід і рудною мінералізацією, яка пов'язана з гранітами кам'яномогильського комплексу, габроїдами, гранодіоритами і монцонітами південно-кальчікського комплексу, лужними породами Октябрського масиву і інтенсивним проявом перш за все рідкісноментaлевої мінералізації [10]. З лужними породами пов'язані цирконій-рідкісноземельні (лужні сієніти), цирконій-танталові (нефелінові сієніти) і фосфор-рідкоземельні-рідкіснометалеві (карбонатити) руди [10]. Ця урановорудна епоха в Приазовському мегаблоці представлена Мазурівським і Октябрським (Рудник Циркон) урановими рудопроявами магматичного типу в лужних сієнітах, Чернігівським рудопроявом урану магматичного типу в карбонатитах (рис. 1).

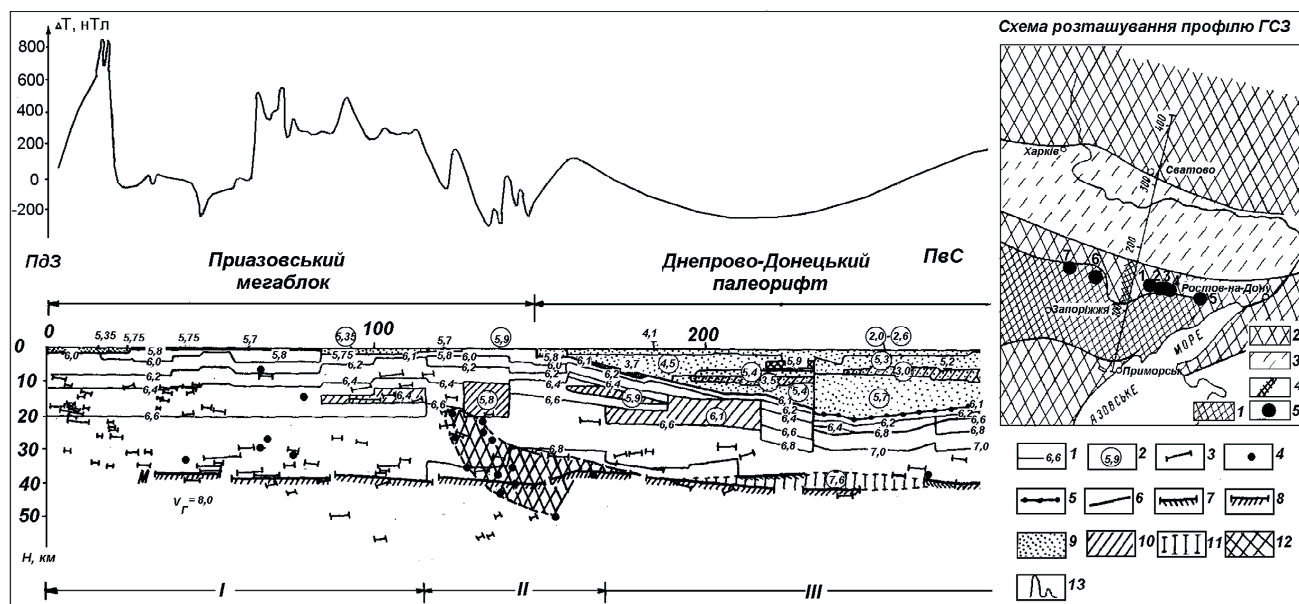


Рис. 2. Сейсмічна модель земної кори і розділу Мохо (М) за профілем Приморськ-Костянтинівка-Сватове (фрагмент) (за Т. Ільченком [4]):
1 – ізолінії швидкості поширення поздовжніх хвиль, км/с, 2 – значення швидкості в однорідному середовищі, 3 – відбиваючі площадки, 4 – точка дифракції, 5 – 8 – поверхні рифею, дорифейський фундамент, "коромантійной суміші" і М, відповідно, 9 – осадовий чохол, 10 – шар зі зниженою швидкістю, 11 – "коромантійний шар", 12 – глибинна мантійна інтрузія, 13 – крива спостереженого геомагнітного поля ΔT. Районування за даними ГСЗ: I – Приазовський мегаблок, II – зона зчленування Приазовського мегаблоку і Дніпровсько-Донецького палеорифту, III – Дніпровсько-Донецький палеорифт. На схемі розміщення профілю: 1 – Приазовський мегаблок, 2 – схили Приазовського мегаблоку і Воронізького масиву, 3 – Дніпрово-Донецький палеорифт, 4 – проекція на лінію профілю глибинної мантійної інтрузії, 5 – уранові об'єкти гідротермального генезису зони зчленування північно-східного схилу УЩ та Дніпровсько-Донецького палеорифту: 1 – Василівський рудопрояв (PR_1), 2 – рудопрояв Балка Велика Барсукова (D), 3 – рудопрояв Балка Мандрикіна (D), 4 – Миколаївське непромислове родовище (D), 5 – Еланчікський рудопрояв (D), 6 – Дібровський рудопрояв (AR_3), 7 – Вербівський рудопрояв (PR_2)

Висновки. Положення урановорудних районів зумовлюється в першу чергу фізичними і хімічними неоднорідностями мантії. Джерелом урану є мантія. Гідротермальні родовища урану з точки зору авторів приурочені до зон глибинних розломів, по яких мантійні флюїди здійснюють привнесення збагачених ювенільним ураном вуглекислововодних розчинів. Такі зони діагностуються за проявами кімберлітів, ультраосновних лужних порід. Саме збагачені ураном ділянки мантії в періоди етапів тектоно-магматичних активізацій іуранового рудоутворення 2,0–2,1 млрд р. і 1,85–1,70 млрд р. Українського щита призвели до підвищеного фонового вмісту урану в гранітних комплексах і лужних породах Приазовського мегаблоку і згодом збагатили ураном осередки лужно-ультраосновного магматичного комплексу порід, а потім гідротермальні розчини, які при підйомі на верхні структурні горизонти забезпечили процеси метасоматозу та формування урановорудних скупчень гідротермального типу в девонському етапі уранового зруденіння в Південно-Донбаській мінерагенічній зоні на кордоні Приазовського блоку і Донбасу. На думку авторів, в першу чергу, саме внаслідок відсутності прояву збагачених ураном глибинних флюїдів в тектонічному імпульсі, якій був відокремлений від формування безпосередньо лужних масивів і масивів карбонатитів, уранова мінералізація в межах Октябрського та Чернігівського масивів, що мають підвищену фонову ураноносність і зв'язок з активізованими мантійними структурами, носить супутній характер по відношенню до рідкіснометалевого зруденіння і не утворює промислово значущих уранових концентрацій. Фізико-хімічні особливості складу мантії Приазовського мегаблоку не створюють умов для формування великих промислових урановорудних об'єктів.

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Под ред. Я.Н. Белевцева, В.Б. Коваля. – 1995. 2. *Жуков Г.В., Жукова А.М.* Распределение урана в породах Приазовского кристаллического массива // Метаморфогенное рудообразование. – 1972. 3. *Загнитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – 1989. 4. *Ильченко Т.В.* Сейсмическая модель земной коры по профилю ГСЗ Приазовский массив-Донбасс-Воронежский массив // Геофізичний журнал. – 1992. – № 5, Т. 14. – С. 50–59. 5. *Калашник А.А., Москаленко Г.М.* Геолого-структурные особенности пространственного размещения кимберлитопроявлений и урановорудных объектов в Кировоградском рудном районе Украинского щита // Мінеральні ресурси України. – 2010. – № 2. – С. 8–17. 6. *Калашник А.А.* Связь уранового рудообразования и проявлений щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Лелековского и Мичуринского урановорудных полей Кировоградского блока УЩ // Мінеральні ресурси України. – 2009. – № 4. – С. 18–21. 7. *Тихоненонкова Р.П., Осокин Е.Д., Гонзеев А.А.* и др. Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. – 1967. 8. *Цымбал С.Н., Кременецкий А.О., Стрекозов С.Н.* и др. Возраст кимберлитов Приазовского геоблока Украинского щита (по геологическим и изотопным данным) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Матер. конф. – Донецк, 2007. – С. 245–248. 9. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г.* Особенности вещественного состава кимберлитов Украины // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матер. наук.-техн. наради. – 2003. – С. 22–31. 10. *Щербак Д.Н., Гринченко А.В.* Металлогенические эпохи докембрия Украинского щита // Мин. журнал. – 1999. – № 2. – С. 22–38.

Надійшла до редколегії 20.04.11

ГЕОФІЗИКА

УДК 525.62 : 551.24

А. Назаревич, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.

МЕТОДИКО-АПАРАТУРНІ ПРОБЛЕМИ МОНІТОРИНГОВИХ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ШЛЯХИ ЇХ РОЗВ'ЯЗАННЯ (НА ПРИКЛАДІ ГЕОФІЗИЧНОГО СЕЙСМОПРОГНОСТИЧНОГО МОНІТОРИНГУ В ЗАКАРПАТТІ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. СА. Вижвою)

В роботі на прикладі геофізичних сейсмопрогностичних моніторингових досліджень у Закарпатті розглянуто способи розв'язання ряду проблем методико-апаратурного забезпечення таких досліджень.

In the article on example of geophysical seismoprognostic monitoring researches in Transcarpathians the ways of solution of number of problems of methodical-apparatus supplying of such researches are considered.

Вступ. Геофізичні дослідження активно розвиваються впродовж багатьох десятиріч і широко використовуються для розв'язання різних задач (геомоніторинг, нафтогазорозвідка, геоінженерні дослідження та ін.). Серед цих задач останнім часом у зв'язку з катастрофічними землетрусами останніх років (Суматра, 2004/2005; Китай, 2008; Гаїті, 2010; Чілі, 2010; Японія, 2011 та ін.) на перший план виходить геофізичний моніторинг сейсмотектонічних процесів та сейсмопрогностичні дослідження. Основними проблемами при цьому завжди були, зокрема, проблеми методико-апаратурного забезпечення геофізичних досліджень – дослідження нових геофізичних характеристик геологічного середовища, вивчення та аналіз нових геофізичних ефектів і явищ, застосування нових фізичних ефектів для побудови геофізичної апаратури та ін. Серед інших проблем важливе місце займає створення найбільш ефективних методик аналізу геофізичних даних – як формальних математичних (спектральних, кореляційних, статистичних тощо), так і фізико-математичних (тобто, з закладеними математичними моделями відповідних сторін та аспектів досліджуваних геофізичних процесів і явищ). До найважливіших проблем належать також проблеми фінішного (завершального) етапу – комплексний аналіз та інтерпретація геофізичних даних з врахуванням, поєднанням та взаємоузгодженням різних сторін досліджуваних процесів і явищ, різних геофізичних полів, із залученням також даних геології (в т.ч. з свердловин) та інженерної геології, геодезії (нівелювання, тріангуляція, трилатерація, світловіддалемірні та GPS-дослідження), геоморфології, метеорології, астрономії. Аналізу ряду з перелічених проблем геофізики та способів їх розв'язання на прикладі геофізичних сейсмопрогностичних моніторингових досліджень у Закарпатті присвячена дана робота.

Проблеми методико-апаратурного забезпечення геофізичних досліджень. Одними з перших перед дослідниками-геофізиками постають проблеми вибору оптимальних методик геофізичних досліджень, щоб забезпечити якнайбільш ефективне розв'язання поставлених задач (з максимумом інформативності та мінімумом фінансових, матеріальних та інших затрат). Стосовно геофізичних сейсмопрогностичних моніторингових досліджень у Закарпатті, які проводяться нами вже впродовж понад 30 років [1–15, 17, 19] на мережі режимних геофізичних станцій (РГС) та пунктів спостережень, одними з найбільш ефективних щодо виявлення провісників місцевих закарпатських землетрусів виявились геоакустичні та деформографічні дослідження [1–3, 5–10, 12–15], які проводяться, зокрема, в районі Берегівського горбогір'я (рис. 1 а). Методики, апаратура та результати геоакустичних досліджень у Закарпатті вже досить широко описані нами у ряді публікацій ([1–3, 10, 14] та ін.). Тут зупинимось на деформографічних дослідженнях, які започатковані в Закарпатті О. Юркевич, Л. Латиніною, Т. Вербицьким [2, 3, 5, 6], а зараз продовжуються та розвиваються нами на РГС "Берегове" (рис. 1 б) з розробкою та впровадженням нової сучасної апаратури.

Апаратурне забезпечення деформографічного моніторингу. Результати проведених раніше у Закарпатті в районі Берегівського горбогір'я деформографічних досліджень [5, 6] спільно з геоакустичними даними дозволили проконтролювати зміни геомеханічного режиму літосфери Закарпаття в періоди активізації місцевого сейсмотектонічного процесу та підготовки місцевих закарпатських землетрусів (зокрема, з Виноградівської сейсмогенної зони), виявити та проаналізувати деформаційні провісники цих землетрусів і кількісно оцінити деформації у вогнищевій зоні [8, 9, 13]. Все це стало стимулом і аргументом для подальшого розвитку в регіоні деформографічних досліджень, зважаючи також на наявність на РГС "Берегове" (див. рис. 1 б і 2 а) і "Королево" вже встановлених у підземних камерах (штольнях) кварцових деформографів.

Принцип дії кварцового деформографа наступний [6] – прилад вимірює стиск або розширення ділянки масиву порід на віддалі, рівній базі приладу (кварцовій штанзі, яка є еталоном довжини, бо не змінює своєї довжини з часом чи під дією метеофакторів). Один з кінців кварцової штанги жорстко закріпляється в породі, а вимірювально-реєструюча система вимірює зміщення вільного кінця штанги відносно породи. Оскільки досліджувані припливні та тектонічні зміни деформацій є дуже малими (10^{-8}–10^{-6}) і вивчаються на фоні різних завад (в першу чергу метеорологічного походження), то для мінімізації впливу метеофакторів (добових та сезонних змін температури і вологості повітря та породи) на результати вимірювань деформографи розміщуються в підземних виробках на глибині десятків метрів від денної поверхні [5, 6].

Апаратура з оптико-електронною системою вимірювання мікропереміщень. Але, оскільки використовувана раніше деформографічна апаратура з фотореєстрацією деформацій (мікропереміщень) [8] була малочутлива, ненадійна та незручна в експлуатації, постала задача її вдосконалення та модифікації на сучасному апаратурно-методичному рівні. Першим варіантом модернізації стала розробка у 1999–2002 рр. на базі старої системи з фотореєстрацією нової з оптико-електронною системою вимірювання мікропереміщень [7] та реєстрацією на чорнильні перописці з подальшим паралельним перетворенням даних у цифрову форму і реєстрацією їх на комп'ютері чи спеціальному автономному запам'ятовуючому пристрої (флеш-пам'яті). Незважаючи на обнадійливі результати дослідної експлуатації даної системи у 2001–2002 рр. (чутливість каналу складала не гірше 10 нм/мм при реєстрації на перописці) через нестійкість дзеркальної оптичної системи до кліматичних умов у штольні (висока вологість) та брак фінансування для переробки конструкції приладу розвиток апаратурних робіт у даному напрямку був призупинений.

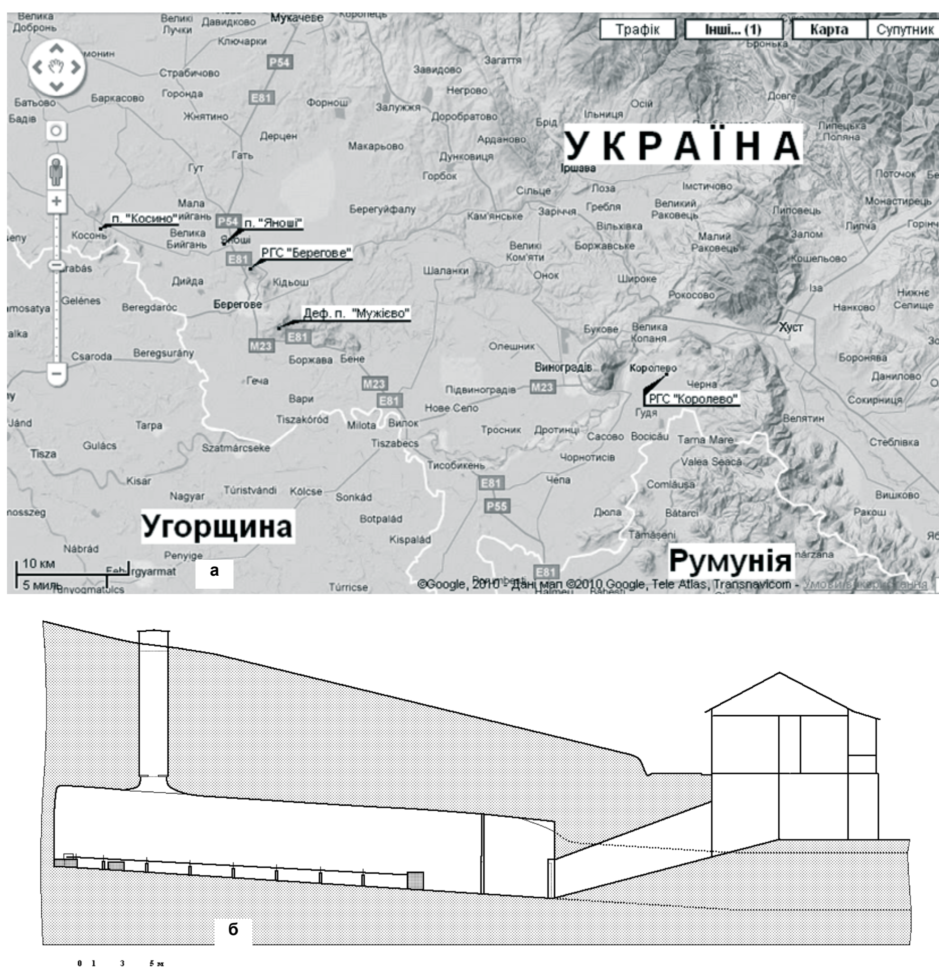
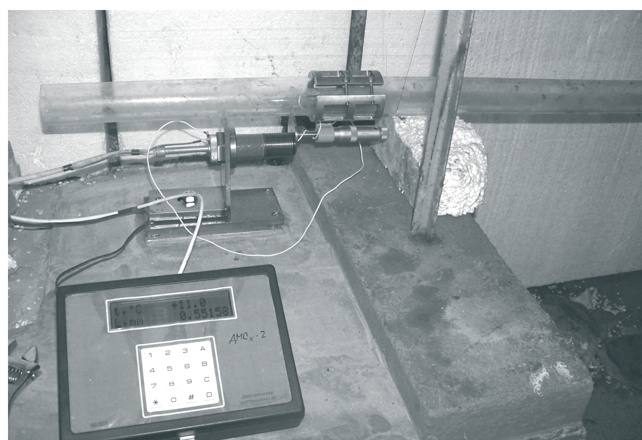
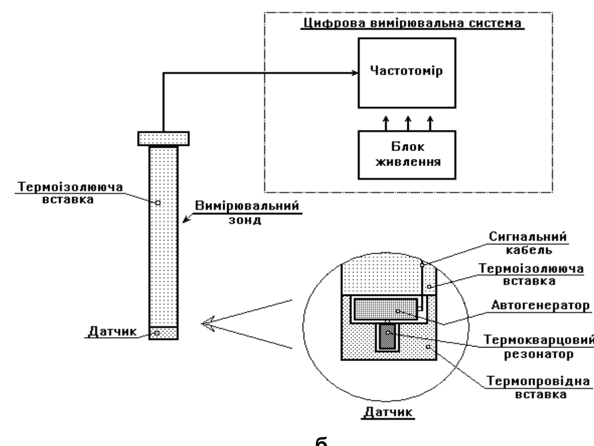


Рис. 1. Розташування пунктів геофізичних спостережень у центральній частині Закарпаття (а) (на картооснові Google) та розріз штольні РГС "Берегове" (б) (показано розташування деформографів)

Комп'ютеризована система вимірювання мікропереміщень з безконтактним ємнісним датчиком. Зараз нами реалізовано інший варіант деформографічної апаратури [12] з використанням системи вимірювання мікропереміщень з ємнісним датчиком (так званого деформометра дистанційної дії), розробленої у ФМІ ім. Карпенка НАН України (м. Львів) під керівництвом проф. Б. Мицика (див. рис. 2 а). Сам пристрій складається зі спеціального ємнісного вимірювального датчика і вимірювального блока, забезпечує цифрове вимірювання мікропереміщень з чутливістю і роздільною здатністю 10 нм, а також контроль температури датчика з чутливістю і роздільною здатністю 0,01^{0}С, що дозволяє вносити в результати вимірювань відповідні температурні поправки. Прилад видає дані про переміщення та температуру датчика на рідкокристалічне цифрове табло (рис. 2 а) а також в інтерфейс типу 422. По цьому ж інтерфейсу можливе керування режимом роботи приладу з боку комп'ютера.





а б

Рис. 2. Вимірювальний блок деформометричної системи з ємнісним датчиком на "короткому" (L=6,5 м, аз. 52^0) деформографі в штольні РГС "Берегове" (а) та апаратура геотермічного моніторингу для РГС "Берегове" з кварцовим геотемпературним датчиком (структурно-функціональна блок-схема)

На базі цього приладу нами створена комп'ютеризована вимірювально-реєструюча деформографічна система (рис. 2 а), яка включає комп'ютер, спеціальний блок інтерфейсу 422 (створений на базі мікропрограмованих PIC-процесорів і вбудований у системний блок комп'ютера як плата розширення), блок безперебійного живлення (ББЖ) для комп'ютера та сам вимірювальний прилад. Керування роботою системи, зчитування, препроцесинг і реєстрація даних на жорсткий диск з прив'язкою до системного часу здійснюється комп'ютером за допомогою спеціально розробленого і адаптованого програмного забезпечення [12, 16]. Забезпечення роботи системи при короткочасних (до кількох хвилин) перебоях в електроживленні та коректне автоматичне відключення і наступне включення системи при більш довготривалих відключеннях електромережі забезпечує інтелектуальний ББЖ, зв'язаний з комп'ютером за допомогою інтерфейсу USB. Система пройшла тестові лабораторні та дослідні польові випробування і запущена в дослідну експлуатацію з кінця 2009 р.

Основні технічні характеристики даного апаратурного комплексу такі:

- діапазон вимірювання переміщень (деформацій) – ±0,5 мм
- чутливість вимірювання переміщень (деформацій) – 10 нм ($1{,}5\times10^{-9}$)
- частота вимірювання переміщень (деформацій) – 2 вим/с
- діапазон вимірювання температури – 0÷500С
- чутливість вимірювання температури – 0,010С
- частота вимірювання температури – 1 вим/8 с
- прив'язка по часу – до комп'ютерного часу.

Комплекс зберігає накопичені впродовж кожної години дані (деформація і температура, а також час кожного відліку (що нейтралізує вплив переривів у роботі)) в окремих годинних файлах об'ємом 270 кБ. Приклад отриманих цим комплексом деформографічних даних, оброблених згаданими вище спеціально розробленими утилітами [12, 16], наведено на рис. 3 а.

Підсумовуючи викладене з врахуванням відомих (10^{-7}–10^{-6} у відносних одиницях [8, 9]) величин деформаційних сейсмотектонічних ефектів, можна стверджувати, що досягнутий рівень характеристик деформографічної апаратури здатен (при збільшенні хоча б до 4–5 кількості деформографічних пунктів) забезпечити контроль розвитку сейсмотектонічного процесу в основних сейсмогенних зонах Закарпатського прогину та реєстрацію деформаційних провісників відчутних місцевих землетрусів.

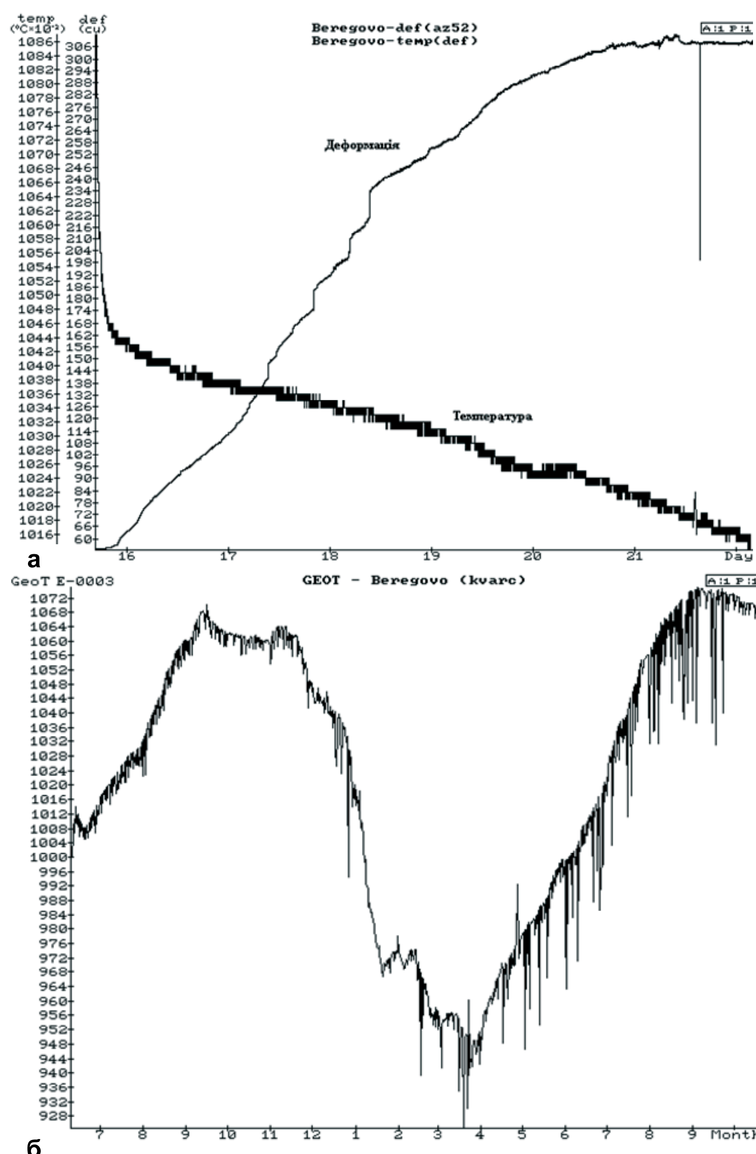


Рис. 3. Зміни деформацій по "короткому" (аз. 52^0) деформографу (шкала в умовних одиницях) і температури повітря (шкала в сотих долях ^{0}С) в зоні його розташування (тижневий ряд, з 15 до 22 грудня 2009 р.) (а) та зміни температури масиву порід штольні РГС "Берегове" (шкала в сотих долях ^{0}С) за даними системи з кварцовим температурним датчиком за період з 10.06.2008 р. до 20.10.2009 р.

Апаратурне забезпечення геотермічних досліджень. Як видно з викладеного вище, при проведенні деформографічних а також інших геофізичних досліджень, зважаючи на малі величини досліджуваних ефектів (10^{-8}–10^{-6} по деформаціях) важливим є забезпечення мінімального (не більше 0,01–0,02^{0}С для добових, і 0,2–0,5^{0}С – для сезонних температурних варіацій) температурного впливу на породи в зоні вимірювань та апаратуру, а також надійний контроль змін температури порід, повітря та апаратури, що дозволяє в подальшому вносити в отримані дані відповідні температурні поправки.

Високочутлива геотермічна апаратура з кварцовим датчиком. Оскільки, в описану вище деформографічну систему з ємнісним датчиком уже включено високочутливий (0,01^{0}С) датчик температури, іншим завданням було забезпечити надійний контроль змін температури порід у штольні РГС "Берегове". Для такого контролю нами використана геотермічна апаратура типу геотермічної станції ГС-1 розробки спеціалістів ІГГГК НАН України (В. Осадчий з колегами [17, 18]), модифікована відповідно до умов досліджень на РГС "Берегове" (рис. 2 б). Перевагами цієї апаратури є висока чутливість кварцового датчика та всієї системи до змін температури (коефіцієнт перетворення – ~180 Гц/^{0}С, приведена апаратурна точність вимірювань температури (по частоті) порядку ±0,0025^{0}С, а роздільна здатність ~0,0005^{0}С.) та зручність організації спостережень (сигнал частотою близько 5 МГц від датчика передається кабелем у апаратну РГС і там вимірюється частотоміром і реєструється). Термодатчик встановлений у штольні РГС "Берегове" у пройденому на глибину 0,6 м у її підлозі шпурі (приблизно посередині довгого деформографа – див. рис. 1 б). Дана система працює на РГС "Берегове" вже з літа 2006 р. і показала себе надійною та ефективною. Отримані дані (рис. 3 б) дозволили спочатку простежити шляхи проникнення метеотемпературних впливів у штольню РГС, на цій основі розробити та реалізувати ряд заходів з їх мінімізації і в подальшому підтвердити ефективність цих заходів (сезонні варіації температури порід у штольні зменшились більш як у 3 рази (з 5,5^{0}С у 2006 р. до 1,3^{0}С у 2008 р.).

Свердловинний варіант геотермічної апаратури. Друга така ж система, тільки з зондом спеціальної конструкції та модифікованої схемотехніки, здатним витримувати високий тиск води у свердловині при опусканні на глибину в кілька сотень метрів та передавати сигнал по кабелю на велику відстань [11], з кінця 2010 р. впроваджена нами для свердловинних геотермічних геомоніторингових досліджень і встановлена у геотермальній свердловині на пункті геотермічних спостережень "Косино" (Косонь), розташованому за 12 км на захід від РГС "Берегове" (див. рис. 1 а).

Враховуючи відомі [3, 11] величини вертикальних геотермічних градієнтів, зокрема, в геотермальних свердловинах Закарпаття, можна констатувати, що описана вище геотермічна апаратура здатна забезпечити надійний контроль змін тиску термальних флюїдів у глибинних флюїдонасичених тріщинуватих зонах величиною від 0,02–0,1 атм, і тим самим забезпечити контроль розвитку сейсмотектонічного процесу в Закарпатті та реєстрацію геотермічних провісників відчутних місцевих землетрусів.

Висновки. Беручи до уваги все викладене вище, можна зробити загальний висновок – сучасний стан розвитку геофізичних досліджень, електроніки та апаратурних розробок, фізики загалом як основи для побудови високоефективних геофізичних приладів та систем, комп'ютерів як засобів сучасної обробки геофізичних даних, дозволяють при належному фінансуванні та організаційно-технічному забезпеченні робіт ефективно реалізувати всі ті завдання, які стоять перед геофізичним моніторингом сейсмотектонічних процесів та сейсмопрогностичними дослідженнями як у світовому, так і в регіональному (включаючи Українське Закарпаття) масштабі.

1. *Вербицкий Т.З., Бойко Б.Д., Струк Є.С., Назаревич А.В.* Геоакустические и микросейсмические исследования состояния земной коры на Карпатском прогностическом полигоне // Современные геодинамические процессы и прогноз землетрясений. – К., 1987. – С. 57–61. 2. *Вербицький Т.З., Гнип А.Р., Малицький Д.В.* та ін. Мікросейсмічні і деформаційні дослідження в Закарпатті: результати та перспективи // Геофіз. журн. – 2003. – 23, № 3. – С. 99–112. 3. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Під ред. В.І. Старостенка. – К., 2005. 4. Карпатский геодинамический полигон / Под ред. Я.С. Подстригача и А.В. Чекунова. – М., 1978. 5. *Латынина Л.А., Байсарович И.М., Брымых Л., Варга П., Юркевич О.И.* Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. – 1993. – № 1 – С. 3–6. 6. *Латынина Л.А., Юркевич О.И., Байсарович И.М.* Результаты деформационных измерений в районе Берегово // Геофиз. журн. – 1992. – 14, № 2. – С. 63–67. 7. *Назаревич А.* Деформографічні дослідження в районі м. Берегового на Закарпатті // Праці НТШ. Т. XVII: Геофізика. – Львів, 2006. – С. 129–139. 8. *Назаревич А.В.* Геофізичні провісники деяких відчутних закарпатських землетрусів як відображення процесів формування вогнищевих зон // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2010. – С. 274–285. 9. *Назаревич А.В.* Деформаційні провісники відчутних Виноградівських землетрусів Закарпаття: аналіз деформаційних процесів та оцінка величин деформацій у вогнищі // Вісник Київського унівеситету. Геологія. – 2008. – № 45. – С. 23–30. 10. *Назаревич А.В.* Експериментальне дослідження спектрально-часової структури варіацій параметрів пружних хвиль в масивах гірських порід: Автореф. дис... кандидата фіз.-мат. наук. – К., 1997. 11. *Назаревич А.В., Микита А.Ю.* Метеотемпературні поля в масивах порід (як фактор впливу на результати деформографічних спостережень на РГС "Берегове" у Закарпатті) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2010. – С. 286–299. 12. *Назаревич А.В., Мицик Б.Г., Баштевич М.В., Назаревич Р.В.* Деформографічні дослідження сейсмотектонічних процесів в Українському Закарпатті (геоінформаційні аспекти) // Geoinformatics – Theory and Applied Aspekts: IX International Conference, Kyiv, Ukraine, 11–14 May 2010. – Kyiv, 2010 (CD). 13. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Є.* Деформаційні провісники закарпатських землетрусів: методики виділення та результати аналізу // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. – С. 311–320. 14. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Є.* Нелінійна пружність і тензочутливість гірських порід (дослідження та застосування для геодинамічного моніторингу) // Вісник Київського університету. Геологія. – 2002. – № 23–24. – С. 33–38. 15. *Назаревич А.В., Насонкин В.А., Боборыкина О.В., Назаревич Л.Е.* Оценка деформаций в очагах землетрясений по величине предвестниковых деформационных аномалий (на примере землетрясений Черноморского региона и данных лазерного интерферометра в Севастополе, Украина) // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. – Ташкент, 2010. – № 7, Т. 1. – С. 166–170. 16. *Назаревич Р., Мархивка В., Струк Є., Назаревич А.* Конвертація та препроцесинг даних деформографічного моніторингу // Вісник НУ "ЛП" "Комп'ютерні науки та інформаційні технології". – Львів, 2011. – № 694. – С. 334–340. 17. *Осадчий В.Г., Назаревич А.В., Назаревич Л.Є.* Характеристики температурного режиму приповерхневих шарів гірських порід за даними досліджень на геофізичній станції "Лисовичі" (Передкарпаття) // Геодинаміка. – 2008. – 1 (7). – С. 96–102. 18. *Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г.* Полевая геотермическая съемка. – К., 1974. 19. *Nazarevych A., Nazarevych L., Nasonkin V., Boborykina O.* Extensometric researches in Ukraine: methods, instruments, results // Геофіз. журн. – 2010. – 32, № 4. – С. 121–123.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 550.831+550.83.01

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук

ВІДНОВЛЕННЯ ПОТЕНЦІАЛУ СИЛИ ТЯЖІННЯ ЗА ЗНАЧЕННЯМИ МОДУЛЯ ЙОГО ГРАДІЄНТА В ЗАДАЧІ АЛЕКСІДЗЕ

(Рекомендовано членом редакційної колегії чл.-кор. НАН України, д-ром фіз.-мат. наук, проф. М.А. Якимчуком)

Нелінійна гранична задача Алексідзе для рівняння Лапласа постулює аналітичне продовження сили тяжіння в глобальних областях. Її розв'язок як потенціал простого шару на поверхні Ляпунова є послідовністю розв'язків зовнішніх граничних задач Неймана для рівняння Лапласа, якщо розв'язок не дуже ухиляється від заданого. Густина простого шару визначається з інтегрального рівняння Фредгольма. Вказані умови коректності.

Nonlinear boundary Alexidze problem postulates the analytical prolongation of global gravity. Its solution as a simple layer potential is a sequence solutions of external boundary Neumann's problems for Laplace's equation for the reason on solution not greatly deviated from given one. Simple layer density is defined from the Fredholm integral equation. The conditions of the corectness are demonstrated.

Актуальність проблеми. Вирішення прикладних завдань гравіметрії і геодезії, пов'язаних з вивченням фігури, внутрішньої будови Землі, чи проявів її зовнішнього гравітаційного поля, потребує відомостей про розподіл значень потенціалу сили тяжіння чи модуля його градієнта. Для тлумачення даних аномалій потенціальних полів мало створити надійну методику побудови на їх основі геологічно змістовних моделей глибинної будови земної кори; вона має бути адекватною вимогам сьогодення. Методи видобутку з накопичених геофізичних даних всієї повноти необхідної інформації недостатньо розвинуті. Чинні методи трансформації потенціальних полів [3, 4] завершують теорію потенціалу і інформативні у вивченні локальних особливостей приповерхневої будови планети: вони дають змогу розв'язувати з достатньою точністю ту чи іншу задачу лише за умови задання вхідної інформації в локальних областях певної малої міри. Спроби стикувати результати локальних розв'язків при відновленні інформації в глобальному масштабі зазнають невдачі [1] через відсутність точних граничних даних для розв'язання відповідних граничних задач – Діріхле, Неймана, Стокса-Молоденського – для рівняння Лапласа. Немає змоги і прямо вимірювати значення гравітаційного потенціалу, зате доступні дані гравімагнітних спостережень, що є значеннями приростів модуля градієнта потенціалу сили тяжіння (МГПСТ). Варто скористатися ними при розробці схем трансформацій потенціалу в глобальній області.

Серед трансформацій потенціальних полів чільне місце посідає задача наближеного аналітичного продовження потенціалу сили тяжіння: в моделі геологічного середовища наближено задано або диференціальний оператор, або граничні умови. Найчастіше використовують модель з точним диференціальним оператором (гармонічна апроксимація значень сили тяжіння $g_н(x)$) в задачі Молоденського [6]. Відновити з гарантованою точністю поле сили тяжіння у зовнішньому просторі за його гармонічним наближенням можна шляхом розв'язання відповідної граничної задачі в області малої міри, оскільки у вищезгаданих граничних задачах дані спостережень слугують лише наближеними граничними умовами через негармонічність відповідних функцій. Через негармонічність оператора трансформанти [8] (принаймні, на суходолі) різко зростає похибка визначення потенціалу $g_н(x)$ зі збільшенням розміру локальної області. Трансформації на основі цих задач мають гарантовану точність лише в областях малої міри (як правило, 1°×1° і з точністю до невизначеної сталої, залежної від геометрії області). Гарантована точність розв'язку суттєво залежить від геометрії (рельєфу і розмірів) локальної області [7], а критерії для поєднання локальних розв'язків в глобальних побудовах відсутні.

У класичному способі визначення гравіаномалій $g_н(x)$ не враховують те, що в точках земної поверхні вектори реальної і нормальної сили тяжіння можуть мати *різні напрями* через розходження поверхні земного рельєфу та референц-еліпсоїда (рис. 1), що особливо яскраво проявляється на стику континент-океан і гірських районах. Просторову орієнтацію гравіметрів (нахили приладів, зумовлені різним ступенем кривизни еквіпотенціальних поверхонь, що проходять через задані пункти вимірювань) характеризує приріст кута $\alpha_i = \cos(n_i, m_i) - \cos(n_{i+1}, m_{i+1})$ між нормалями до земної та еквіпотенціальної поверхонь в точці вимірювань. Ні цю, ані жодну іншу величину, скажімо, значення напрямних косинусів $\cos(n, x_i),\ i = \overline{1,3}$, що визначають напрям сили тяжіння, не вимірюють через складність організації таких спостережень в польових умовах. Розходження (приріст) цих напрямів в реальних умовах коливається від 0" до 40" і може призвести до того, що глибинні неоднорідності, які зумовлюють ці розходження, не відображатимуться в класичних аномаліях.

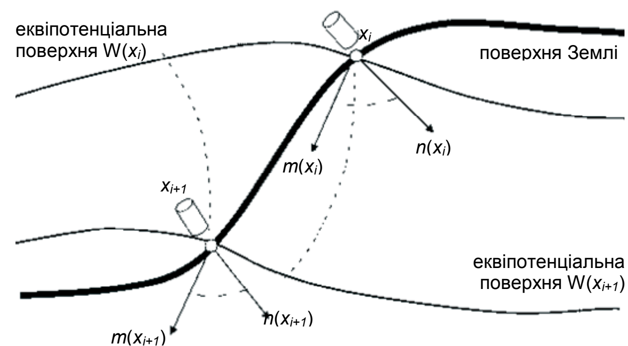


Рис. 1. Розходження векторів реальної і нормальної сили тяжіння

Способи розв'язання. Необхідність вивчення нелінійної граничної задачі відновлення потенціалу сили тяжіння за значеннями МГПСТ продиктована практичною непридатністю класичних схем відновлення потенціалу в глобальній області. При переході до глобальних побудов густинних моделей земної кори на основі даних регіональних спостережень слід розв'язати задачу аналітичного продовження аномалій сили тяжіння, сформульованої в [1]. В праці [7] для цього окреслено дві альтернативи, виходячи з аналізу характеристичних властивостей МГПСТ.

Перша з них – відшукання такого диференціального оператора, що анулює значення МГПСТ поза областю розташування тяжіючих мас, та розв'язання для нього відповідної лінійної граничної задачі, зокрема, зовнішньої задачі Діріхле для *лінійного* диференціального рівняння типу Клейна-Гордона (яке моделює значення МГПСТ в області, не зайнятій тяжіючими масами) з невідомим змінним коефіцієнтом, що відповідає обраному

нормальному потенціалу. Подібному рівнянню задовольняють і аномалії сили тяжіння [8]. Цей спосіб ефективний для продовження аномалій сили тяжіння, а у випадку продовження значень повного градієнта потенціалу не дає бажаних наслідків. В [1] обґрунтована і реалізована подібна схема у вигляді послідовності розв'язків задачі Неймана для рівняння Лапласа, які визначають збурювальний потенціал.

Друга альтернатива – постановка такої *нелінійної* граничної задачі для рівняння Лапласа, в крайових умовах якої безпосередньо задіяні значення сили тяжіння. Таку задачу вперше сформулював Алексідзе в роботі [1], а в [7] її переформульовано з граничними даними для класу поверхонь Ляпунова за умови, що відновлюваний потенціал не дуже відхиляється від заданого.

Заради пошуку точніших способів відновлення наближень сили тяжіння довелось вийти за рамки задачі Діріхле і шукати уточнення коефіцієнта рівняння, первісно обчисленого для нормального потенціалу, що призвело до побудови послідовних наближень потенціалу за граничними значеннями МГПСТ. Перехід до задачі відновлення потенціалу усунув необхідність обчислення наступних наближень як коефіцієнтів рівняння сили тяжіння, так і значень сили тяжіння, оскільки останні тепер можна знайти не лише з розв'язання задачі Діріхле для рівняння сили тяжіння, а і (що простіше) з безпосереднього диференціювання відновленого потенціалу.

У зв'язку з цим некласична задача гравіметрії про відновлення потенціалу за значеннями МГПСТ набуває особливої ваги в колі обернених задач теорії потенціалу. Один з можливих способів її вирішення розроблений в праці [10], інший – названий "гранична задача Алексідзе для рівняння Лапласа" – пропонуємо вашій увазі.

Постановка задачі [5]. Предметна модель задачі відновлення потенціалу за МГПСТ – проста модель Землі як абсолютно твердого тіла, близького до тіла обертання, що рухається рівномірно вздовж орбіти, обертаючись навколо осі з постійною кутовою швидкістю (без прецесії і нутації). Якщо y^- – обмежена область простору $R^{(3)}$, зайнята масами Землі, y^+ – необмежене доповнення до y^-, вільне від тяжіючих мас, ∂y – фізична поверхня Землі – границя множин y^- і y^+, то в прямокутній декартовій системі координат $Ox_1x_2x_3$ з початком у центрі Землі, осі Ox_1, Ox_2 якої лежать в екваторіальній площині, а вісь Ox_3 співпадає з віссю обертання, потенціал сили тяжіння мас всередині Землі $M(\xi)$ $\xi\in y^-$ з густиною $dM(\xi)=\sigma(\xi)d\xi$ такий:

$$W(x)=f\int_{y^-}\frac{\sigma(\xi)}{|x-\xi|}d\xi+\begin{cases}\Omega(x), & x\in y^-\\ 0, & x\in y^+\end{cases}, \tag{1}$$

де f – гравітаційна стала, $\Omega(x)=0.5\omega^2(x_1+x_2)$ – потенціал центробіжної сили, ω – модуль вектора кутової швидкості Землі. Напруженість поля (значення МГПСТ за [6]) дорівнює

$$g(x)=\left|-\nabla W(x)\right|=\sum_{k=1}^{3}\frac{\partial W(x)}{\partial x_k}\frac{\partial x_k(x)}{\partial n}=\left(\overline{g}(x),\overline{n}(x)\right), \tag{2}$$

де $\dfrac{\partial x_k(x)}{\partial n}=\cos(n,x_k)$, $k=1,2,3$ – напрямні косинуси одиничного вектора $\overline{n}(x)$ внутрішньої нормалі до еквіпотенціальної поверхні $dW(x):W(y)=Cx$, яка проходить через точку x (рис. 1).

Нелінійна гранична задача Алексідзе для рівняння Лапласа: необхідно знайти функцію $W(x),\ x\in y^+$, яка задовільняє всередині необмеженої замкнутої області $\overline{y}^+=y^+\cup\partial y$ рівнянню Лапласа $\Delta W(x)=0,\ x\in y^+$, якщо в будь-якій точці ляпуновської границі ∂y області і в нескінченно віддаленій точці вона задовольняє умовам: $\sum_{k=1}^{3}\left(\dfrac{\partial W(x)}{\partial x_k}\right)^2=g^2(x),\ x\in\partial y,\ W(x)\to 0$ при $|x|\to\infty$, де $g(x)$ – задана неперервна функція.

Гармонічну в області y^+ функцію $W(x),\ x\in y^+$ природньо шукати як потенціал простого шару [9] типу (1) (без урахування центробіжної складової $\Omega(x)$) з невідомою густиною $\sigma(x),\ x\in\partial y$ (інтегрованою, хоч загалом може бути більш гладкою), поширеною на поверхні Ляпунова ∂y. Рівняння, з якого відновлюють невідому густину $\sigma(x)$ за заданими на поверхні ∂y значеннями $g(x)$ МГПСТ, виведено, виходячи із зображення:

$$g^2(x)=\frac{1}{16\pi^2}\int_{\partial y}\int_{\partial y}\frac{\sigma(\xi)}{|x-\xi|^2}\frac{\sigma(\eta)}{|x-\eta|^2}\cos(p,q)\,dS_\eta dS_\xi, \tag{2'}$$

де одиничні вектори p і q, спрямовані відповідно з точки x в точки ξ і η, що пробігають по поверхні ∂y, мають вигляд $p_i=\cos(p,x_i)=\dfrac{x_i-\xi_i}{|x-\xi|}$, $q_i=\cos(x_i,q)=\dfrac{x_i-\eta_i}{|x-\eta|}$, а кут між самими векторами – $\cos(p,q)=\sum_{i=1}^{3}\cos(p,x_i)\cos(x_i,q)=\sum_{i=1}^{3}\dfrac{x_i-\xi_i}{|x-\xi|}\dfrac{x_i-\eta_i}{|x-\eta|}$.

Аналітичні властивості функції МГПСТ $g(x)$ характеризує таке твердження [2]: МГПСТ не задовольняє рівнянню Лапласа в жодній точці області y^+, що випливає з подання (2).

Крім того, функції МГПСТ $g(x)$ простого шару властива неперервність, що випливає з наступної леми.

Лема 1. Модуль градієнта потенціалу простого шару є неперервною функцією точки $x\in\partial y$, яка рухається по поверхні ∂y Ляпунова.

Лема 2. МГПСТ простого шару, поширеного на сфері радіуса ρ з одиничною поверхневою густиною $\sigma(x)=1,\ x\in\partial y$, визначає вираз

$$g^2(x)=\frac{1}{16\pi^2}\int_{\partial y}\int_{\partial y}\frac{\cos(p,q)}{|x-\xi|^2|x-\eta|^2}dS_\eta dS_\xi=\begin{cases}\rho^4/|x|^4, & |x|>\rho\\ 1/4, & |x|=\rho\\ 0, & |x|<\rho\end{cases}.$$

Це означає, що функція $g^2(x)$ розривна, і має розрив неперервності *при переході* точки x через поверхню ∂y. Доведено, що величина цього розриву при

$\sigma(x)\equiv 1$, $x\in\partial y$ за умови $\frac{1}{4\pi}\int\limits_{\partial y}\frac{\cos(n,\rho)}{|x-\xi|^2}dS_\xi=\frac{1}{2}$ для сфери дорівнює $g_e^2(x)-g_0^2(x)=3/4$, $x\in\partial y$, що узгоджується з лемою 2.

Розв'язання задачі. Якби на поверхні Землі (рівняння якої є заданим), крім значень МГПСТ $g(x),\ x\in\partial y$ і внутрішньої нормалі $\overline{m}(x)$ до ∂y, вимірювали *напрямок градієнта* $\overline{n}(x)$, задача відновлення потенціалу сили тяжіння $W(x),\ x\in y^+$ звелась би до розв'язання зовнішньої задачі Неймана для рівняння Лапласа

$$\nabla^2 W(x)=0,\ x\in y^+,\ \frac{\partial W(x)}{\partial m}=\Phi(x),\quad x\in\partial y,\ W(x)\to 0,\ |x|\to\infty \tag{3}$$

зауважуючи, що

$$\Phi(x)=\frac{\partial W(x)}{\partial m}-\frac{\partial\Omega(x)}{\partial m}=g(x)\cos^2(n,m)-\omega^2\sum_{k=1}^{3}c,$$

$\cos(n,m)=\sum\limits_{k=1}^{3}\cos(n,x_k)\cos(x_k,m)$. Але напрямок нормалі $\overline{n}(x)$ (рис. 1) невідомий через виняткову складність і вартість вимірювань. Граничні дані задачі відновлення потенціалу за значеннями МГПСТ $g(x)=|-\nabla W(x)|$, у рамках прийнятої моделі описує вираз

$$g^2(x)=g^2(x)\left\{1-2g^{-1}(x)\sum_{k=1}^{2}\cos(n,x_k)\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x_k}+g^{-2}(x)\sum_{k=1}^{2}\left(\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x_k}\right)^2\right\}, \tag{4}$$

або [7] $g_i(x)=g_{i-1}(x)\left\{\sum\limits_{k=1}^{2}\left[\cos(n,x_k)-g^{-1}(x)\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x_k}\right]^2\right\}$,

через те, що $\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x_3}=0$.

Введімо нормальний потенціал, що генерується фіктивними масами, що дорівнюють масам в y^-, але розташовані в певному сенсі "нормально" в деякій іншій області y_0 простої геометрії з границею ∂y_0, яка не дуже відхиляється від земної поверхні ∂y. Подаймо потенціал притяжіння у вигляді суми $W(x)=U(x)+T(x)$ нормального $U(x)$ і збурювального $T(x)$ потенціалів, завдяки чому збурювальний потенціал описує відхилення реального розподілу мас в y^- від нормального. Нехай $\vec{\nu}(x)$ – одинична внутрішня нормаль до поверхні $\partial U_x: U(y)=C_x$, а $\gamma(x)=|-\nabla U(x)|$ – модуль градієнта нормального потенціалу, і задані напрямні косинуси $\cos(\nu,x_k)$, $\cos(x_k,m)$ внутрішніх нормалей $\vec{\nu}(x)$, $\overline{m}(x)$ до поверхонь ∂U_x і ∂y, а разом з ними і $\cos(\nu,m)=\sum\limits_{k=1}^{3}\cos(\nu,x_k)\cos(x_k,m)$. За таких припущень відновити потенціал притяжіння $W(x),\ x\in y^+$ можна з граничної задачі (3) шляхом обчислення послідовних наближень $W^{(k)}(x),\ k=0,1,2,...,\infty$. Алгоритм такий:

1. За знайденими з попереднього *i*-го кроку наближеннями $\cos(n_i,x_k),\ k=1,2,3$ напрямних косинусів нормалі $\overline{n}(x)$ визначаємо на границі ∂y за формулою (4) $i+1$-ше наближення сили тяжіння [10]

$$g_{i+1}^2(x)=g(x)\left(\sum_{k=1}^{2}\left[\cos(n_i,x_k)-g_i^{-1}(x)\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x_k}\right]\right)^{-1/2},\ x\in\partial y,$$

$$\cos(n_i,m)=\sum_{k=1}^{3}\cos(n_i,x_k)\cos(x_k,m),\ x\in\partial y,\ \Phi_{i+1}(x)=g_{i+1}(x)\cos(n_i,m)=\gamma(x)\cos(\nu,m),\ x\in\partial y;$$

2. Знаходимо розв'язок зовнішньої задачі Неймана для рівняння Лапласа

$$\Delta T_{i+1}(x)=0,\ x\in y^+,\ \frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial m}==\Phi_{i+1}(x),\ x\in\partial y,\ T_{i+1}(x)\to 0,\ |x|\to\infty, \tag{5}$$

як потенціал простого шару мас неперервної густини $\delta_{i+1}(x),\ x\in\partial y$, розподілених з на поверхні ∂y:

$$T_{i+1}(x)=\frac{1}{4\pi}\int\limits_{\partial y}\frac{\delta_{i+1}(\xi)}{|x-\xi|}dS_\xi,\ x\in y^+; \tag{6}$$

3. Невідому густину обчислюємо з нелінійного інтегрального рівняння Фредгольма 2–го роду [7]:

$$\delta_{i+1}(x)+\int\limits_{\partial y}K(x,\xi)\delta_{i+1}(\xi)dS_\xi=2\Phi_{i+1}(x),\ x\in\partial y,$$

де

$$K(x,\xi)=\frac{1}{2\pi}\frac{\partial}{\partial m_x}\frac{1}{|x-\xi|}=-\frac{1}{2\pi}\frac{\cos(u,m)}{|x-\xi|},$$

$$\cos(u,m)=\sum_{k=1}^{3}\cos(m,x_i)\frac{x_i-\xi_i}{|x-\xi|},\ u=x-\xi.$$

4. Розв'язавши рівняння (7), наближено обчислимо з використанням (6) похідні потенціалу притягання

$$W_j^{(i+1)}(x)=\frac{\partial W^{(i+1)}(x)}{\partial x_j}=\frac{\partial U(x)}{\partial x_j}+\frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial x_j},\ \frac{\partial T_{i+1}(x)}{\partial x_j}==-\frac{1}{4\pi}\frac{x_i-\xi_i}{|x-\xi|^3}\delta_{i+1}(\xi)dS_\xi,\ j=1,2,3. \tag{8}$$

З (8) очевидно, що похідні наближень збурювального потенціалу визначаються у внутрішніх точках області y^+, а на її границі ∂y значення похідних з (8) *неможливо знайти* через неінтегровні особливості у підінтегральних функціях. Для продовження обчислень слід знати (7)значення похідних збурювального потенціалу саме на границі ∂y, і для їх обчислення слід передбачити спеціальну регуляризацію інтегралів (8).

Якщо цю операцію виконано і знайдено значення похідних (8) в точках $x\in\partial y$, обчислюємо наступні наближення (крок 1 алгоритму)

$\cos(n_{i+1}, x_k) = g_{i+1}^{-1}(x) V_k^{(i+1)}(x),\ x \in \partial y,\ g_{i+2}^2(x) =$

$$g(x)\left\{\sum_{k=1}^{3}\left[\cos(n_{i+1}, x_k) - g_{i+1}^{-1}(x)\frac{\partial\Omega(x)}{\partial x}\right]^2\right\}^{-1/2},$$

$$x \in \partial y$$

$\Phi_{i+2}(x) = g_{i+2}(x)\cos(n_{i+1}, m) = \gamma(x)\cos(\nu, m),\ x \in \partial y$, далі знову розв'язуємо граничну задачу (5–7), наростивши індекс $i+1$-го наближення збурювального потенціалу $T_{i+1}(x)$ і наближення $W^{(i+1)}(x) = U(x) + T_{i+2}(x)$ потенціалу притяжіння (кроки 2–4) і т.д.

Обґрунтування задачі. Заміна коректної задачі (5) розв'язком граничної задачі (6)-(7) і збіжності наближень $W^{(k)}(x)$ до потенціалу притяжіння $W(x),\ x \in y^+$ строго обґрунтована на прикладі близької задачі [6]. Однозначність її розв'язку доводиться теоремою єдиності розв'язання задачі Неймана для рівняння Лапласа за МГПСТ через потенціал простого шару, зведеною до доведення збіжності чисельних наближень $W^{(k)}(x),\quad k = 0,1,2,...,\infty$ функції $W(x),\ x \in y^+$. Її ж легко довести, виявивши збіжність послідовності $\{T_k(x)\}$: зі збіжності $\lim\limits_{k\to\infty} T_k(x) \to T(x)$ випливає збіжність $W^{(k)}(x) \to W(x),\ x \in y^+$, і збіжність до своїх границь будь-яких інших наближень, що однозначно визначаються за $T_k(x)$. Аналогічна стратегія справедлива і для даної задачі. Зокрема, справедливі наступні теореми [9].

Теорема 1. Якщо величиною $\varepsilon^2(x) = \dfrac{|\nabla T(x)|^2}{|\nabla U(x)|^2}$ можна знехтувати порівняно з $\varepsilon(x)$, то послідовність розв'язків $\{T_k(x)\}$ граничних задач (5) збігається до збурювального потенціалу $T(x)$ області y^-.

За умови $\|\cos(\nu, m)\| = 1$ (напрямок внутрішньої нормалі $\nu(x)$ до еквіпотенціальної поверхні ∂U_x збігається (або протилежний) з напрямком нормалі $\overline{m}(x)$ до поверхні Землі ∂y) задача зводиться до зовнішньої задачі Неймана для рівняння Лапласа.

Формули (8), справедливі для внутрішніх точок області y^+, можна поширити на граничні точки $x \in \partial y$, на що вказує наступна теорема.

Теорема 2. За неперервної на границі ∂y функції густини потенціалу простого шару (6) граничні значення частинних похідних потенціалу 1–го порядку дорівнюють

$$\frac{\partial T(x)}{\partial x_k} = \frac{1}{4\pi}\int_{\partial y}\frac{x_k - \xi_k}{|x-\xi|}\delta(\xi)\,dS_\xi + \frac{1}{2}\delta(x)\cos(x_k, m_x).$$

Ця формула непридатна для практичного обчислення похідних (через складність земного рельєфу), тому замість неї варто використовувати еквівалентну формулу

$$\frac{\partial T(x)}{\partial x_k} = -\frac{1}{4\pi}\int_{\partial y}\left[\delta(\xi) - \delta(x)\right]\frac{x_k - \xi_k}{|x-\xi|}dS_\xi + \frac{1}{2}\delta(x)\cos(x_k, m_x).$$

Це нелінійне рівняння, як і попередні, з теорем 1 і 2; за фіксації геометрії контактної поверхні $\partial y(y)$, заданої на класі Ляпунова $C^{(2)}(y^-)$ задача знаходження густини потенціалу простого шару стає лінійною і має однозначне розв'язання.

Щодо невідомої густини потенціалу простого шару виведено нелінійне інтегральне рівняння сили тяжіння:

$$\frac{1}{4}\sigma^2(x) + \frac{\sigma(x)}{4\pi}\int_{\partial y}\frac{\cos(n,\rho)}{|x-\xi|^2}\sigma(\xi)\,dS_\xi + \frac{1}{16\pi^2}\int_{\partial y}\int_{\partial y}\frac{\sigma(\xi)}{|x-\xi|^2}\frac{\sigma(\eta)}{|x-\eta|^2}\cos(p,q)\,dS_\eta dS_\xi = g^2(x),\ x \in \partial y. \quad (9)$$

Його розв'язок $\sigma(x),\ x \in \partial y$ еквівалентний розв'язку задачі Алексідзе з граничними даними на поверхні ∂y Ляпунова, оскільки за будь-якого вибору густини потенціал простого шару задовольняє в області y^+ рівнянню Лапласа, а знайдене з (9) значення густини забезпечує виконання граничної умови. Питання розв'язності задачі Алексідзе редукується до вияснення умов існування, єдності і стійкості розв'язку рівняння (9).

Це рівняння можна спростити до такого вигляду:

$$\sigma^2(x) + \frac{1}{4\pi^2}\int_{\partial y}\int_{\partial y}\frac{\sigma(\xi)}{|x-\xi|^2}\frac{\sigma(\eta)}{|x-\eta|^2}\cos(p,q)\,dS_\eta dS_\xi = 2g^2(x),\ x \in \partial y \quad (10)$$

Розв'язки рівнянь (9, 10) допомагають визначати не лише потенціал $W(x)$, $x \in y^+$, а й значення МГПСТ в будь-якій точці необмеженої області y^+. Останні можна обчислити як за виразом (2'), так і за зручнішою для обчислень формулою

$$g^2(x) = \frac{1}{16\pi^2}\sum_{k=1}^{3}\left(\int_{\partial y}\frac{x_k - \xi_k}{|x-\xi|^3}\sigma(\xi)\,dS_\xi\right)^2, \quad (11)$$

яка не вимагає обчислення двократного інтеграла.

Чисельні алгоритми. Зведення задачі Алексідзе з граничними даними на поверхні Ляпунова до розв'зання нелінійного інтегрального рівняння сили тяжіння (9) чи (10) дозволяє легко вивчити питання розв'язності та єдиності її розв'язків, і ефективно знаходити чисельні наближені розв'язки у випадку областей складної форми. Дослідження питання розв'язності задачі Алексідзе зводиться до вияснення умов коректності рівняння (9). Конструктивні умови єдиності, існування та стійкості розв'язку задачі, подані в у вигляді відповідних теорем, дозволяють вказати такі ітераційні схеми для її обчислення.

Алгоритм 1. Для визначення густини потенціалу простого шару придатний ітераційний процес

$\sigma_{1,0}(x) = g(x),\ \sigma_{2,0}(x) = 0,\ x \in \partial y$, $\sigma_{1,n+1}(x) = \sigma_{1,n}(x) + \sigma_{2,n}(x)$,

$$\sigma_{2,n+1}(x) = A_1[\sigma_{2,n}(x)],\ n = \overline{0,\infty},$$

де $A_1[\sigma_{2,n}(x)] = b(x;\sigma_{1,n}) - \int_{\partial y} K_1(x,\xi;\sigma_{1,n})\sigma_{2,n}(\xi)\,dS_\xi$,

$$K_1(x,\xi;\sigma_1)=\frac{1}{4\pi^2}\int_{\partial y}\frac{\sigma_1(\eta)}{\sigma_1(x)}\frac{\cos(p,q)}{|x-\eta|^2}dS_\eta \text{, і}$$

$$b(x;\sigma_1)=\frac{1}{\sigma_1(x)}\left(g^2(x)-F_1(x;\sigma_1)\right).$$

Алгоритм 2. Визначенню послідовних наближень густини слугує ітераційний процес

$$\sigma_{1,0}(x)=g(x),\ \sigma_{2,0}(x)=0,\ x\in\partial y,$$

$$\sigma_{1,n+1}(x)=\sigma_{1,n}(x)+\sigma_{2,n}(x),\ \sigma_{2,n+1}(x)=A_2[\sigma_{2,n}(x)],\ n=\overline{0,\infty},$$

де

$$A_2[\sigma_{2,n}(x)]=b_1(x;\sigma_{1,n})-\int_{\partial y}K_1(x,\xi;\sigma_{1,n})\sigma_{2,n}(\xi)dS_\xi,$$

$$b_1(x;\sigma_1)=\left(g^2(x)-F_1(x;\sigma_1)-F_1(x;\sigma_2)\right)/\sigma_1(x).$$

Алгоритм 3. Обчислення послідовних приростів густини з лінійних інтегральних рівнянь 2–го роду

$$\sigma_{2,n+1}(x)+\int_{\partial y}K_1(x,\xi;\sigma_{1,n})\sigma_{2,n+1}(\xi)dS_\xi=b_1(x,\sigma_{1,n}),$$

щодо приростів $\sigma_{2,n}(x)=\sigma_{1,n+`1}(x)-\sigma_{1,n}(x),\ n=\overline{0,\infty}$; $\sigma_{1,0}(x)=g(x),\ \sigma_{2,0}(x)=0,\ x\in\partial y$ густини.

Щоб замкнути теорію вирішення задачі Алексідзе, лишається дослідити питання скінченно-вимірної апроксимації її розв'язків, генерованих ітераційними процесами, і особливості чисельних процедур.

Висновок. Сформульована нова *нелінійна* гранична задача Алексідзе для відновлення потенціалу за значеннями МГПСТ і вказано алгоритм її розв'язання як потенціалу простого шару (6), густину якого практично відшукують з рівняння (7). Знаходити густину з еквівалентного нелінійного інтегрального рівняння сили тяжіння (9) недоцільно, але воно зручне для вивчення умов коректності її постановки з граничними даними на класі Ляпунова $C^{(2)}(y^-)$. Задача Алексідзе з граничними даними на поверхні Ляпунова редукована до розв'язання двох еквівалентних нелінійних інтегральних рівнянь (9–10), що описують функцію сили тяжіння. У цих редукціях вона коректна у на парі банахових просторів, до яких належать вхідні дані і шуканий розв'язок.

1. *Алексидзе М.А.* Редукция силы тяжести. – Тб., 1965. 2. *Алексидзе М.А.* Решение некоторых основных задач гравиметрии. – Тб., 1985. 3. *Веселов К.Е.* Гравиметрическая сьемка. – М., 1986. 4. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова.– М., 1990. 5. *Дубовенко Ю.І.* Спосіб відновлення потенціалу за значеннями модуля його градієнта // Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: Матер. наук. конф., Львів, 2008. – Л., 2008. 6. *Пантелеев В.Л.* Физика Земли и планет: Курс лекций. – М., 2001. 7. *Черный А.В.* Избранные задачи гравиметрии и гравиразведки и методы их решения: Дис д-ра физ.-мат.наук. – К., 1991. 8. *Черный А.В.* Описание гравитационных аномалий // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 4. – С. 18–21. 9. *Чорний А.В.* Про нову задачу для рівняння Лапласа // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 1995. – Вип. 13. – С. 72–80. 10. *Якимчик А.І.* Гранична задача відновлення потенціалу за значеннями модуля його градієнта: Автореф. дис. … канд.фіз.-мат. наук. – К., 2001.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 550.380.8:552

І. Орищенко, д-р геол.-мінералог. наук

ТРАНСФОРМАЦІЇ РЕЧОВИНИ ЗЕМЛІ У РЕЗУЛЬТАТІ ЗМІННИХ ЕНЕРГООБМІННИХ ПРОЦЕСІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Розглянуто співвідношення потенціальної і кінетичної енергій і їх вплив на стан речовини. Зміна енергетичного стану навколишнього космічного простору змінює зовнішній енергообмін планети Земля, що може бути першопричиною глобальних кліматичних варіацій на нашій планеті.

There are considered the correlations between potential and kinetic energy and their influence upon condition matter. Fluctuation the energy condition surrounding outer space changes the external energy exchange of Earth and may be a cause of the global climatic variations our planet.

Вступ. На Землі відбуваються складні процеси перетворення речовини. Вважати, що перетворення йдуть в основному на молекулярному рівні, було б недостатньо вірним. Треба визнати, що на Землі відбувається повний кругообіг речовини. Речовина тут утворюється у вигляді елементарного його початку – водню і пройшовши весь генетичний ряд, представлений таблицею Менделєєва, розпадається на проміжні складові з виділенням нуречовинної частини у вигляді енергії. Хімічний склад Землі визначається її енергетичним станом. Сам же енергетичний стан планети не є ізольованим поняттям, воно безпосередньо пов'язано з енергетичним станом простору Всесвіту, через який проходить наша Сонячна система.

Енерго-часові співвідношення. Як відомо, внутрішню енергію речовини Землі складають потенціальна (*Uп*) і кінетична енергія (*Uк*). Ці дві складові обернено пропорційні, збільшення однієї спричиняє за собою зменшення іншої (рис. 1). Основною енергією, що обумовлює існування фізичного об'єкту, є потенціальна енергія. Рівень кінетичної енергії – це показник руйнування цього об'єкту. Виходячи з виразу потенціальної енергії можна представити рівняння потенціалу часу існуванням фізичного об'єкту як *Vt=mul, де m* – маса освіченого об'єкту; *v – рівноприскорене* переміщення в просторі або рівноприскорене поглинання простору; *l – величина* простору в одновимірному виразі, який долає фізичний об'єкт перш ніж розчинитися в ньому, досягши світлової швидкості його переміщення. З цього рівняння витікає, що *Vt→0* при *m→0, яке* досягається при набутті величини *v* світлової швидкості *c*. В процесі цих змін фізичний об'єкт встигає подолати відстань, рівну *l*. Космічний простір є енергетичним простором і його подолання фізичним об'єктом рівносильно поглинанню ним енергії цього простору, яка в ньому перетвориться у кінетичну енергію. В результаті об'єкт розширяється, втрачаючи густину і, нарешті, зникає, розчиняючись у просторі. Отже, фізичний об'єкт як разове ущільнення енергетичного простору має потенціал часу, що збігає при подоланні об'єктом певної відстані. Довжина шляху, виходячи з принципу єдності простору і часу, визначається енергетичним наповненням доланого простору або те ж саме швидкістю переміщення цього ущільнення в ньому [1, 5, 6].

В енергіях Uп і Uk закладено суть поняття єдності і боротьби протилежностей. В єдності вони визначають внутрішню енергію речовинного об'єкту, при цьому постійно противоборствують. Збільшення кінетичної енергії приводить до порушення структурних зв'язків, тобто до зменшення потенціальної енергії. Збільшення ж по-

тенціальної енергії речовини призводить до збільшення його густини і як наслідок поліпшення внутрішньої впорядкованості і зміцненню структурних зв'язків.

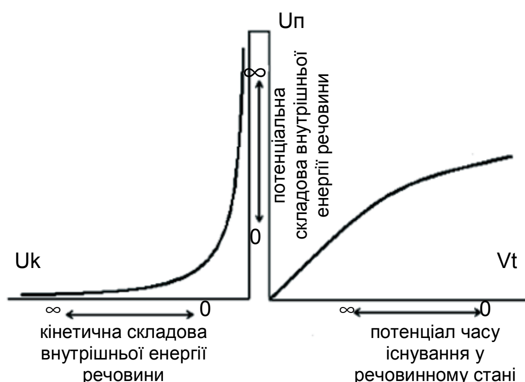


Рис. 1. Схема енерго-часової залежності Vt ~ Uп/Uк

Відношення *Uk/Uп* є критерієм фазових перетворень речовини. При *Uk/Uп>1* і подальшому його зростанні слід чекати зміни енергетичного стану речовини у бік підвищення його рівня, при якому речовина, втрачаючи зв'язки, переходить з твердого стану в рідкий і далі в газоподібний. При *Uk/Uп<1* і його подальшому зменшенні повинен спостерігатися зворотний процес, що веде до збільшення впорядковування і утворення кристалічних структур. Uк подібна ентропії. Зростання кінетичної енергії веде до розупорядкування структур, до породження хаосу в речовині. Те ж саме має місце і при зростанні ентропії. Кінетична енергія породжує ентропійні тенденції. Силами, які керують потенціальною і кінетичною енергіями в земних умовах, є тиск і температура.

Зовнішній і внутрішній енергообмін. Внутрішня енергія не може існувати без постійного енергообміну з навколишнім простором (зовнішнього енергообміну), тобто енергетичний баланс структурованої вільної енергії, який створює речовину, підтримується між зовнішнім енергообміном і внутрішнім в межах мікроструктур. У міру утворення більш крупних енергетичних структур спостерігається відносне зниження в енергообмінних процесах частки зовнішнього енергообміну і збільшується частка внутрішнього за рахунок зростаючих обмінних енергетичних процесів між мікроструктурами, що кількісно збільшуються. При цьому зекономлюється значна частина первинної вільної енергії. Якщо взяти до уваги той факт, що речовинні об'єкти гравітаційно відчувають один одного через наявність зовнішнього енергообміну, то стає більш зрозумілим природний феномен дефекту мас [7], що полягає в тому, що сума мас складових мікроструктур (наприклад, електронів, протонів та ін.) завжди більше маси структури, що з них складаються (наприклад, атом). Іншими словами, маса, що є енергетичним наповненням структури, вимагає для її підтримки певних енергетичних витрат з боку світового енергетичного простору. Ці витрати відносно зменшуються з укрупненням і ускладненням структур, оскільки в загальному енергообміні мікроструктур, що їх складають, все більшу частку набуває внутрішня обмінна енергія, що циркулює усередині об'єкту від однієї мікроструктури до іншої.

Від балансу зовнішнього і внутрішнього енергообмінів в речовині залежатиме його стан. На прикладі поведінки магнітоактивних речовин, що знаходяться в просторі змінного магнітного поля, видно, що із збільшенням зовнішнього енергообміну зменшується внутрішній енергообмін між доменами. Речовини в цих умовах не економлять обмінну енергію і не передають її один одному по замкнутих контурах. Енергію, що поступає ззовні вони використовують для зміни внутрішньої структури речовини, розриваючи кільцеві траєкторії передачі енергії шляхом повороту доменів і ущільнення речовини. Надлишки зовнішньої енергії переносяться уздовж їх силових ліній і викидаються на протилежній стороні магнітоактивної речовини. Величиною повороту доменів визначається ступінь намагніченості об'єкту. Аналогічним чином речовина повинна поводитися і під впливом зовнішнього світового енергетичного простору. Зсув спектру енергетичного простору у бік високих частот призводе до збільшення зовнішнього енергообміну з речовинним об'єктом, внаслідок чого об'єкт розущільнюється, збільшуючи частку кінетичної складової внутрішньої енергії речовини [4], набуваючи пластичного стану.

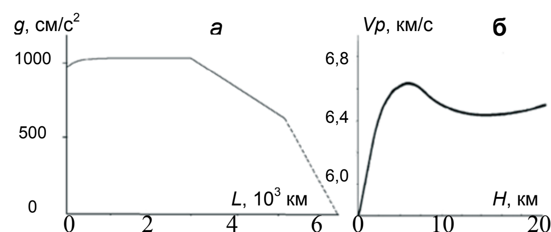


Рис. 2. Розподіл прискорення сили тяжіння g всередині Землі (а); зміна швидкості повздовжньої хвилі в зразках порід в PT-умовах, які моделюють земні (б)

Зменшення частки зовнішньої обмінної енергії, найімовірніше, на першому етапі повинно призводити до ущільнення речовини за рахунок зменшення радіусу дальнодії енергообміну, що істотно зменшує розсіювання енергії. Подальше прогресуюче зменшення зовнішнього енергообміну повинно зрештою призводити до руйнування внутрішніх зв'язків речовини. Вільна енергія, що вивільняється при цьому, повинна також збільшувати частку кінетичної енергії у внутрішній енергії речовини, і речовина буде розущільнюватися. Змінне співвідношення Uk/Uп у внутрішній енергії речовини ми спостерігаємо в експериментах по вивченню пружних властивостей речовини в умовах змінних тисків і температур, що моделюють глибинні земні. Тут при збільшенні глибини спостерігається коливний процес в стані речовини. Речовина то ущільнюється, збільшуючи швидкість поздовжньої хвилі (Vp), то вона стає більш пластичною з більш низькими значеннями пружних параметрів (рис. 2 б) [3]. В земних умовах зменшення з глибиною частки зовнішньої обмінної енергії повинне відображатися на величині гравітації, яка, як відомо, зменшується із глибиною (рис. 2 б) [2]. Чергування ущільнених і пластичних зон усередині Землі, поза сумнівом, є результатом процесів саморегуляції внутрішнього енергообміну.

Висновки. Першопричина глобального потепління. В даний час дуже гостро стоїть питання про глобальне потепління. Що є першопричиною? Техногенна причина, пов'язана з промисловою діяльністю людини або це природний чинник, в якому тільки незначна частина належить діяльності людини? Однозначної відповіді немає, але є припущення. Одне з таких припущень все ж таки необхідне висвітлити.

Будь-який космічний об'єкт має енергетичний зв'язок з космічним простором. Різні області простору мають різне енергетичне наповнення. Є області високоенергетичні, тобто області з більш високочастотним спектром космічного випромінювання і області з низькочастотним спектром. Сонце і зірки є енергетичними наповнювачами космічного простору, а Земля і інші холодні космічні об'єкти є поглиначами цієї енергії. Якщо розглядати тільки Землю у відриві від процесів, що відбуваються на Сонці, то не мо-

жна однозначно відповісти, входить наша Сонячна система у високоенергетичні або ж в низькоенергетичні області космічного простору, оскільки кінцевий результат, можливо, не відрізнимо. В тому і іншому випадку можуть спостерігатися потепління. В першому випадку, це буде пов'язано із зростанням кінетичної складової внутрішньої енергії речовини Землі, а в другому випадку брак зовнішньої обмінної енергії призводить до розпаду речовини Землі, і, як результат, також збільшення кінетичної складової внутрішньої енергії. Як в тому, так і в іншому випадку, кінцевий результат буде аналогічним. Якщо ж ми будемо залучати інформацію, що стосується змін активності Сонця, а також змін активності випромінювань космічного простору, то ми можемо вибрати один варіант з двох. Як було сказане вище, Сонце є наповнювачем навколишнього енергетичного простору, тому якщо Сонячна система входитиме у більш високочастотні області космічного простору або, іншими словами, в області з високим наповненням енергії, то Сонце знижуватиме свою активність. З другого боку, космічне випромінювання, зареєстроване на супутниках, повинно в таких областях космічного простору збільшувати свою активність. Спостереження за Сонцем ведуться вже сорок років і з 1980 р. відмічається пониження активності Сонця, але при цьому істотно збільшується космічне випромінювання. Такі результати були отримані М. Локвудом з Епплтонської лабораторії Резерфорда у Великобританії і К. Фреліхом з Міжнародного центру вивчення радіації в Швейцарії [8, 9]. Учені проаналізували дані про активність нашого світила за останні 40 років. Згідно з отриманими результатами з 1985 р. активність Сонця стала знижуватися. Цими ученими також було помічено підвищення рівня космічного випромінювання. Якби вплив Сонця на клімат Землі був значним, то в даний час на Землі повинне було б відбуватися похолодання. Результати цих досліджень дають нам можливість припускати, що наша Сонячна система все ж таки входить у високоенергетичну область космічного простору. Активність Сонця падає, збільшується космічне випромінювання. Земля реагує на це збільшенням активності верхніх її шарів. Атмосфера активізується, а сніжно-крижаний покрив, як найчутливіший до змін енергетики навколишнього простору прошарок Землі, розріджується. Процес цей характеризується як глобальне потепління.

1. *Гурман А.А.* Об основах термодинамики. – М., 1986. 2. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. – М., 1983. 3. *Орищенко И.В.* Методология самоподобия геологических сред. – К., 2004. 4. *Орищенко И.В.* Спрединг – коровый компенсационный фактор порождаемый расширением Земли // Доп. Нац. акад. наук України. – 2007. – № 9. – С. 87–90. 5. *Орищенко И.В.* Тектотермодинамические процессы глубинных преобразований веществаи и Земли и перестройки литосферы // Тектоніка і стратиграфія. – 2005. – Вып. 34. – С. 22–26. 6. *Орищенко И.В.* Фрактальные структуры и энергетическое состояние глубинного вещества Земли (возможность роста континента Антарктида) // Геолог України. – 2004. – № 2. – С 33–36. 7. *Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Курс физики. – М., 1967. – Т. 3. 8. Journal reference: *Proceedings of the Royal Society A* (DOI:10.10.98.rspa.2007.1880) 9. Nature (U.K.) – 2006. – Vol. 443. – P. 161.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 553.8:551.71/72(477.62/64)

П. Пігулевський, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВЕРХНЬОГО ШАРУ ЗЕМНОЇ КОРИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.А. Михайловим)

Викладено деякі аспекти геологічної будови верхньої частини земної кори Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків південно-східної частини УЩ на зрізі -5 км. Окреслені поля розвитку гранулітів, гранітоїдів інгулецького, кіровоградського, дніпропетровського, сурського, токівського, мокромосковського, демурінського комплексів, перидотитів, габро-перидотитів, габро-сієнітів, габро, діоритів; метакоматіїтів та толеїтів сурської світи, наведені дані про утворення плагіограніт-мігматитової та граніт-мігматитової формацій шевченківського, анадольського; габро-сієнітової, гранодіоритової, граносієнітової та сублужних гранітів формації хлібодарівського, габро-сієнітової октябрського та південнокальчицького комплексів; сублужних гранітів та пегматитів кам'яномогильського комплексів.

The article describes some aspects of the geological structure of the upper crust and Middlednieper and Priazovsky megablockes of south-easten part of the Ukranian Shield at section – 5 km. Areal development of various complexes of rocks and formations is presented. The conclusion about displacements at the depth of the major faults of Ukrainian Shield is made. The results obtained allow a new way to consider the prospects of searches of various types of minerals.

Вступ. Підвищення якості геологознімальних та пошукових робіт в межах Українського щита (УЩ) потребує періодичного перегляду та узагальнення геологічних даних щодо глибинної будови земної кори і верхньої мантії на базі сучасних гіпотез. Такі роботи, як правило, підсумовують певний етап геологічних досліджень. В цей же час оновлені карти дозволяють виявити не розкрити аспекти геологічної будови регіону і намітити шляхи для вирішення проблемних питань в області стратиграфії, магматизму, тектоніки, історії геологічного розвитку, закономірностей розміщення корисних копалин.

Для вивчення глибинної будови земної кори широко застосовуються геофізичні методи. Найбільш інформативними із них, що дозволяють зпрогнозувати будову та склад земної кори, є магніторозвідка і гравірозвідка, які в своїх побудовах опираються на глибинну сейсморозвідку методом спільної глибинної точки (СГТ) і глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), або електророзвідку методом магнітотелуричних зондувань (МТЗ).

Проведені геолого-геофізичні дослідження М 1:500 000 в межах південно-східної частини УЩ на основі комплексної інтерпретації геофизичних та геологічних матеріалів дозволили скласти глибинну фізико-геологічну модель земної кори та верхньої мантії. За результатами робіт були побудовані опорні геолого-геофізичні розрізи (до глибини 60 км) по регіональних сейсмічних та електророзвідувальних профілях і погоризонтні плани будови земної кори та верхньої мантії Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків на зрізах 0, –5, –10, –30, –50 км. Для цих же зрізів були розраховані та побудовані карти трансформованих гравімагнітних полів і ефективних значень уявного опору.

Опираючись на отримані геофізичні та петрологічні дані, можливо зробити висновок, що земна кора була сформована в різних геодинамічних умовах і тому відрізняється за своїм складом, будовою, потужністю шарів та ступенем прояву магматичних і метаморфічних процесів. Виявлені при цьому нові аспекти геологічної будови дозволяють удосконалювати емпіричні підходи до прогнозування різних типів корисних копалин.

Нижче розглянуто прогнозний речовинний склад кори на зрізі -5 км за результатами комплексної інтерпретації геолого-геофізичних матеріалів. Наведена інформація є логічним продовженням циклу публікацій про будову зем-

ної кори та верхньої мантії Середньопридніпровського (СПМ) і Приазовського (ПМ) мегаблоків південно-східної частини УЩ та про закономірності розташування корисних копалин у докембрійському фундаменті [1–5].

Геологічна будова південно-східної частини УЩ на зрізі -5 км. Південно-східна частина УЩ охоплює Середньопридніпровський та Приазовський мегаблоки, Криворізько-Кременчуцьку (ККШЗ) та Оріхівсько-Павлоградську (ОПШЗ) шовні зони. Потрібно відмітити, що геологічна будова території на глибині -5 км зберегла свою специфіку, яка характерна для поверхні докембрійських утворень.

На зрізі -5 км під Криворізько-Кременчуцькою (Інгулецько-Криворізькою) шовної зоною поширені поля розвитку гранулітів, плагіограніт-мігматитових формацій дніпропетровського та інгулецького комплексів, граніт-мігматитової формації кіровоградського комплексу і рідко зустрічається габро. Гранітоїди дніпропетровського комплексу розповсюджені на півночі шовної зони (ШЗ) до широти Спасівського розлому, на південь від якого спостерігається розвиток гранітоїдів інгулецького комплексу. Серед перших поширені грануліти, які утворюють обширні поля розвитку. В її південній частині вони менш поширені і розвинуті тільки серед гранітоїдів інгулецького комплексу. Тут спостерігаються три ділянки розвитку гранулітів, котрі мають неправильні кільцевидні та витягнуті в північному напрямку форми розміром до 10х20 км (рис. 1). Утворення граніт-мігматитової формації кіровоградського комплексу спорадично розвинуті по площі всієї ККШЗ і мають форму кільцеподібних або оваловидних тіл. Найбільше із них розташоване в північній частині ШЗ. Воно витягнуте в північному напрямку і має розміри 25х10 км. Дещо на захід від Інгулецької антиформи розташовано ізометричне тіло граніт-мігматитів діаметром 10 км.

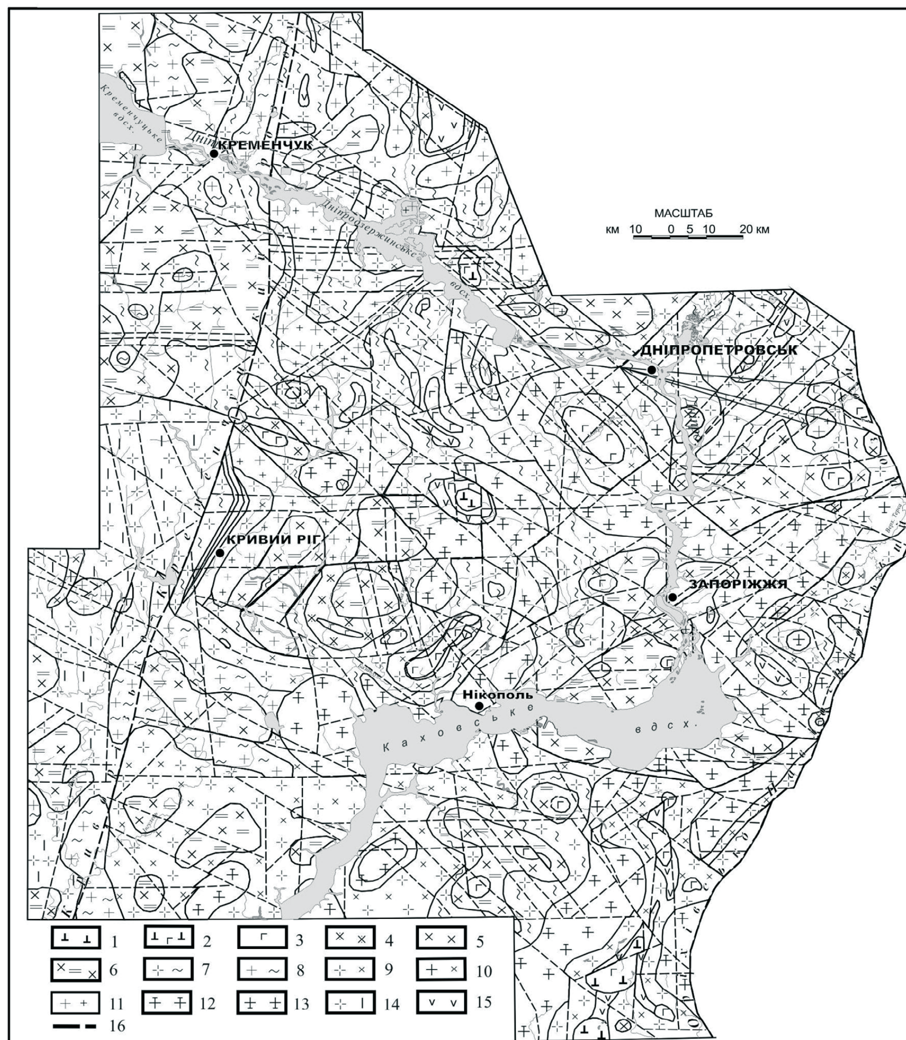


Рис. 1. Схема глибинної будови Середньопридніпровського мегаблоку УЩ на зрізі -5 км:
1 – перидотити; 2 – габро- перидотити; 3 – габро; 4 – діорити; 5 – діорити, ендербіти, мігматити діоритового складу, діорити; 6 – діафторовані грануліти, діорити; 7 – плагіограніти та плагіомігматити біотитові, біотит-амфіболові; 8 – граніти та мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, граніти та мігматити біотитові та двослюдяні; 9 – апліто-пегматоїдні граніти, плагіограніти, плагіо-мігматити, тоналіти, діорити; 10 – апліто-пегматоїдні граніти, мігматити, тоналіти, діорити; 11 – апліто-пегматоїдні граніти, граніти біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, плагіомігматити біотитові та амфібол-біотитові; 12 – граніти біотитові порфіробластичні, мезо- та меланократові ортитвміщуючі; 13 – апліто-пегматоїдні граніти, пегматити, граніти біотитові, двослюдяні; 14 – плагіограніти та плагіомігматити, амфіболіти, діорити; 15 – амфіболіти та сланці плагіоклаз-амфібол-хлоритові, плагіоклаз-амфіболові гранатвміщуючі, актинолітити, силікатно-магнетитові кварцити; 16 – передбачувані розломи за МТЗ-даними та результатами моделювання гравітаційного поля

Поля розвитку порід розбиті розломами різнонаправленої орієнтації. Добре відображаються Комендантівський, Добронадіївський та Спасівський розломи. Спостерігається в ШЗ і західне продовження Конкського розлому.

Дещо складніший характер розвитку різноманітних геологічних утворень спостерігається вздовж Криворізько-Кременчуцького розлому. Так, під Кременчуцькою структурою розвинуті гранітоїди дніпропетровського комплексу. В 2,5–5,0 км на захід під Демидівською антиформою розташоване поле розвитку порід граніт-мігматитової формації кіровоградського комплеку, котре витягнуте в субмеридіональному напрямку і має розміри 40x5 км. Далі на південь під зоною на протязі 35 км розвинуті грануліти, котрі заходять з ККШЗ. Ще далі в цьому ж напрямку до початку розвитку Криворізького (Саксаганського) синклінорію спостерігаються гранітоїди дніпропетровського та демурінського комплексів. Під самою структурою розвинуті породи дніпропетровського та саксаганського гранітоїдних комплексів. Південна частина синклінорію розташована в полях тоналіт-мігматитової формації саксаганського комплексу та граніт-мігматитовою формацією кіровоградського комплексу. Породи останнього витягнуті уздовж Криворізько-Кременчуцького розлому і утворюють два тіла розмірами 50x7 і 37x10 км. В центральній частині розлому вони зміщені в західному напрямку на 2–2,5 км.

На зрізі -5 км під С е р е д н ь о п р и д н і п р о в с ь к и м м е г а б л о к о м спостерігається широкий спектр розвитку геологічних утворень (рис. 1). Так, під Верхівцевською, Сурською, Софіївської та Чортомлицькою зеленокам'яними структурами (ЗКС) розвинуті гранітоїди дніпропетровського, сурського, токівського, мокромосковського, демурінського комплексів, перидотити, габро, метакоматиїти сурської світи. Під центральною частиною Сурської ЗКС залягає овалоподібне тіло габроїдів, яке витягнуте в північно-західному напрямку і має розміри 22x10 км. По периметру воно облямоване смугою шириною від 2,5 до 5,0 км, яка складена тоналіт-плагіогранітною формацією сурського комплексу. В свою чергу гранітоїди сурського комплексу облямовуються гранітною (інтрузивно-магматичною) формацією макромосковського комплексу. Ширина смуги гранітів коливається від 7 до 12 км.

Під Верхівцевською ЗКС спостерігається обширне поле розвитку гранітоїдів дніпропетровського комплексу, яке на глибині облямовує цю структуру. З південно-західної частини до нього примикають порфіробластичні гранітоїди демуринського комплексу. В північній, центральній, південно-східній та південно-західній частинах зони розповсюджені тіла габро. Північне тіло найменше, має розміри 2,5x4 км; центральне витягнуте в північно-західному напрямку на 25 км при ширині до 3 км; південно-західне та південно-східне тіла мають дугоподібну серповидну форму з розмірами відповідно 12x3,5 і 18x3,5 км. На південний захід від південно-східного тіла габро розташоване поле розвитку метакоматиїт-толеїтової формації сурської світи. Воно витягнуте в північно-західному напрямку на 14 км при ширині 3,5 км.

Деякі відмінності спостерігаються в глибинній будові Софіївської ЗКС. Під її центральною частиною залягає кільцевидне тіло перидотитів діаметром 7 км. Воно облямовується смугою габро шириною від 1,5 до 3 км. В свою чергу, по західній, південній та східній частинах площі поширення габро розвинута смуга метакоматиїт-толеїтової формації сурської світи шириною від 1,5 до 3 км. До цієї смуги з південної, східної та північно-східної частин примикають гранітоїди токівського комплексу.

Під Чортомлицькою ЗКС локалізується тіло габро, котре витягнуте в північно-східному напрямку на 25 км при ширині 3,5–5 км. В південно-західній частині воно облямовується смужкою (ширина до 1,5 км) метакоматиїтів та толеїтів сурської світи. Далі спостерігається розвиток смуги (до 4 км) утворень тоналіт-плагіогранітної формації сурського комплексу, яка змінюється смугою гранітоїдів дніпропетровського комплексу. Її ширина коливається в широких межах – від 3,5–4,0 км до 15 км в північно-східній частині. В південній та східній частинах розвинуті гранітоїди токівського комплексу.

На зрізі 5 км для Білозерської та Конкської ЗКС характерні гранітоїди дніпропетровського, сурського, токівського, мокромосковського, демурінського комплексів, перидотити, габро-перидотити, габро-сієніти, габро, діорити; метакоматіїти та толеїти сурської світи. Будова Білозерської ЗКС складна. В північній та центральній частинах ЗКС розташовані три тіла габро. Північне має близькоруглу форму діаметром 3 км. Середнє, овалоподібне, витягнуте в північно-західному напрямку на 7,5 км при ширині до 5 км. До нього з півночі та півдня примикають поля розвитку порід сурської світи. Південне тіло габро оваловидне, трохи витягнуте в субширотному напрямку (розміри 5x3,5 км). В південній частині зони поширені габро-перидотити. Овалоподібне тіло має північно-східне простягання, на довжину 20 км при ширині 7,5 км. З півночі, північного заходу та сходу воно облямовується вузькою (до 2 км) смужкою метакоматіїт-толеїтових утворень сурської світи. Перидотити в самій південній частині ЗКС утворюють напівзрізане тіло діаметром 10 км. Вищеописані тіла по периферії на всьому протязі Білозерської ЗКС облямовуються смугою тоналіт-плагіогранітів сурського комплексу, ширина якої коливається від 3 до 10 і більше км. Із західної, східної та північно-східної частин розвитку плагіогранітів примикають поля розвитку гранітоїдів токівського комплексу.

На захід від Білозерської ЗКС розташований плутон, який може вміщувати верстви ультрабазитів, які, можливо, збагачені хромом, золотом, платиною й іншими цінними елементами по типу Бушвельдського лополіту. Варто також оцінити лужні породи. Прояви альбітитів, а також лужних сієнітів відомі в Білозерській ЗКС (Північна ділянка) [6, 7]. Присутність цих порід свідчить про наявність на глибині лужних натрових магм, які являються похідними еклогітової мантії. Натрові магми є родинними для кімберлітових і лампроїтових порід, відрізняючись від останніх, крім хімічного складу, більш низькими температурами формування. Внаслідок цього, прояви корисних копалин, які генетично зв'язані з цими магмами, просторово роз'єднані. Але присутність такого типу магм свідчить про можливість проявів порід, які генетично пов'язані з калієвими магмами.

Під Конкською ЗКС розвинуте поле габро (в північно-східній частині розміром 4,0x2,5 км) та метакоматіїт-толеїтів сурської світи (овал північно-західного простягання розміром 8x5 км). Воно облямовується смугою гранітоїдів сурського комплексу шириною до 4,5–5,0 км. В свою чергу, до тоналітів та плагіогранітів із західної, північно-західної та південно-західної сторін примикають гранітоїди мокромосковського, східної – дніпропетровського комплексів.

В південно-західній та північно-східній частинах Дерезуватської ЗКС спостерігаються дві овалоподібні північно-східного простягання ділянки розвитку порід метакоматіїт-толеїтової формації з розмірами 10x2,5–3,5 км. До першого із них приурочене кільцевидне тіло габро діаметром 2,5 км. Ці зеленокам'яні утворення облямовуються смугою шириною 2,5–5,0 км плагіограніт-тоналітів, по периферії котрої розвинуті порфіробластичні граніти демуринського комплексу (смуга шириною 7–10 км), які змінюються полем розвитку дніпропетровських гранітоїдів.

Коротко наведено опис розвитку різноманітних утворень під основними антиклінальними структурами СПМ. Під П'ятихатською антиформою найбільшим поширенням

користуються гранітоїди дніпропетровського та демуринського комплексів. Під Орільським гранітним масивом спостерігаємо поле розвитку плагіограніт-тоналітів сурського комплексу, яка унаслідує його контур. В межах Комендантівського пегматитового поля спостерігаються грануліти. Під Криничанською структурою розвинуті грануліти, гранітоїди дніпропетровського та сурського комплексів. По периферії антиформи в західній, південній та південно-східній частинах розвинуті гранітоїди мокромосковського комплексу. В центрі Базавлуцької антиформи розміщене кільцеподібне діаметром 15 км поле розвитку гранулітів, яке із всіх сторін облямовується смугою шириною від 3 до 10 км діоритів та кварцевих діоритів, котрі по периферії змінюються гранітоїдами дніпропетровського комплексу. Західна частина Томаківської антиформи складена гранітоїдами токівського, центральна – дніпропетровського комплексів, східна – гранулітами, частково діоритами та плагіограніт-тоналітами сурського комплексу. В її центральній, південній та південно-східній частинах мають розповсюдження невеликі за розміром (в діаметрі 3–5 км) тіла габро. Самійлівська антиформа має дещо складнішу будову. Її центральна частина складена гранулітами, серед яких знаходяться три круглі тіла габро з максимальним діаметром до 5–6 км. Площа розвитку гранулітів змінюється смугою дніпропетровських гранітоїдів, які, в свою чергу, в західній частині змінюються плагіограніт-тоналітами сурського, в східній – гранітами токівського комплексів.

В межах СПМ на зрізі 5 км добре простежуються багаточисельні розривні порушення, головними із яких є Дніпродзержинський, Хортицький, Конкський, Девладівський, Бородаївський, Комісарівський, Щорсько-Первозванівський, Синельниківський розломи.

Оріхівсько-Павлоградська шовна зона за геологічною будовою поділяється на три частини: північну, центральну та південну (рис. 2). Північна частина в основному складена плагіоганіт-мігматитовою формацією шевченківського комплексу. В районі зчленування зони з Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ) спостерігаються чотири виходи гранулітів оваловидної форми і розмірами від 5х4 до 10х8 км. В центральній частини ШЗ розвинуті два тіла габро. Північне витягнуте в субмеридіональному напрямку уздовж Західноприазовського розлому і має довжину 22 км при ширині до 4–5 км. Південне кільцеподібне тіло має діаметр 4 км. Воно розташоване в полі розвитку гранулітів. Інші частини площі займають утворення плагіограніт-мігматитовою та граніт-мігматитовою формаціями шевченківського комплексу. Південна частина ШЗ найбільш складна за своєю геологічною будовою. Тут спостерігається площа розповсюдження гранулітів, яка смугою довжиною 70 і шириною від 6 до 12 км простежується уздовж Оріхівсько-Павлоградського розлому. До цієї ж смуги приурочені три тіла габро. Північне кільцевидної форми діаметром 4 км з півдня зрізане тектонічним порушенням. Центральна та південна площі мають овалоподібну форму і, відповідно, розміри 12х4 і 7,5х4 км. Простягання першого північно-східне, другого – північне. Схід цієї частини зони складений плагіограніт-мігматитової та граніт-мігматитової формації шевченківського комплексу. Останні утворюють різноманітні тіла, а на самому півдні спостерігається амебоподібне тіло розвитку граніт-мігматитової формації. За даними інтерпретації виділені два тіла габро близької до ізометричної форми діаметром 3,5–4,0 км. Відзначимо, що південне облямовується смугою діоритів шириною 2,0–3,5 км.

Відмінності в геологічній будові Західноприазовського та Східноприазовського блоків II порядку Приазовського мегаблоку спостерігаються також і на зрізі 5 км (рис. 2). В Західноприазовському блоці поширені грануліти, діафторовані грануліти і діорити, діорити та кварцеві діорити, габро; гранітоїдні формації шевченківского та, частково, кам'яномогильського комплексів. Під Східноприазовським блоком спостерігаються гранітоїди шевченківського комплексу, граніт-мігматитова формація анадольського, габро-сієнітова, гранодіоритова, граносієнітова та сублужних гранітів формації хлібодарівського, габро-сієнітова октябрського та південнокальчицького комплексів, сублужних гранітів та пегматитів кам'яномогильського комплексів.

Нижче розглянемо розповсюдження цих формацій та інших геологічних утворень під основними структурами ПМ.

Чернігівська структура розташована в зоні зчленування площ розвитку гранулітів та діоритів. Діорити та підпорядковані їм кварцові діорити під Салтичанським блоком утворюють велике округле тіло діаметром 50–55 км. Відзначимо, що розломи на цьому зрізі мають дугоподібну форму і їх орієнтація змінюється від північно-східного до південно-східного напрямків.

Під Сорокинською ЗКС розвинуті діорити та кварцові діорити, які утворюють витягнутий на 40 км в північно-західному напрямку овал шириною до 12–15 км. Власне, зона приурочена до однойменного розлому, який поділяє площі поширення діоритів, діафторованих гранулітів та діоритів (в південно-західній частині) і діоритів та кварцових діоритів.

Під Кальміуською розломною зоною поширені різноманітні комплекси порід – діорити, граносієніти, гранодіорити, сублужні граніти. Всі ці утворення розбиваються серією розломів північно-східного простягання, які власне і утворюють тектонічну зону.

Під Дібровською структурою відмічається розвиток гранулітів та мігматит-тоналітів шевченківського комплексу. Грануліти утворюють видовжене в субширотному напрямку (на 25 км) тіло при ширині до 6 км. Відзначимо, що Дібровське рідкіснометальне родовище розташоване в зоні зчленування полів розвитку граніт-мігматитової та мігматит-тоналітової формацій шевченківського комплексу.

Шевченківсько-Федорівська структура приурочена до поля розвитку граніт-мігматитової формації шевченківського комплексу. З північно-західної та південно-західної сторін вона облямовується площами розвитку мігматит-тоналітів формації цього ж комплексу.

Під Гуляйпольською структурою спостерігаються діорити, які, очевидно, слід відносити до добропільського комплексу. На схід від неї розташоване тіло діоритів північно-західного простягання розміром 50х10 км, яке залягає під Добропільським масивом. Слід відзначити, що в облямуванні Гайчурської ЗКС проінтерпретоване тіло граніт-мігматитової формації шевченківського комплексу, яке має північно-західне простягання (70 км) при ширині 8–10 км. В південно-східній частині воно змінює орієнтацію на північно-східну і простежується на віддаль 20 км.

Цікаве розташування Мангуської структури. Під нею розвинуте поле мігматит-тоналітової формації шевченківського комплексу, в межах якого (в північно-західній частині) виділене кільцевидне тіло габро діаметром до 7 км. В її південній частині розміщене тіло габро діаметром 4 км, яке облямовується смугою гранулітів шириною від 3 до 6 км. Під Катеринівською розломною зоною розвинута формація сублужних гранітів та мігматитів кам'яномогильського комплексу. Овальної форми тіло витягнуте в субмеридіональному напрямку і має розміри 20х10 км.

Під Октябрським масивом знаходиться тіло габро-сієнітів, яке має овалоподібну форму, витягнуте в меридіональному напрямку на 7 км при ширині 3 км. Воно обля-

мовується полем розвитку граносієнітів того самого простягання (на 47 км) при максимальній ширині 12 км.

ПМ розбитий різнонаправленими розломами різних рангів. Добре на цьому зрізі картуються Самарська та Південнодонбаська зони розломів, Гайчурське, Новопавлівсько-Володарське, Куйбишівське, Конкське, Корсацьке, Кальміуське, Грузько-Єланчицьке розривні порушення.

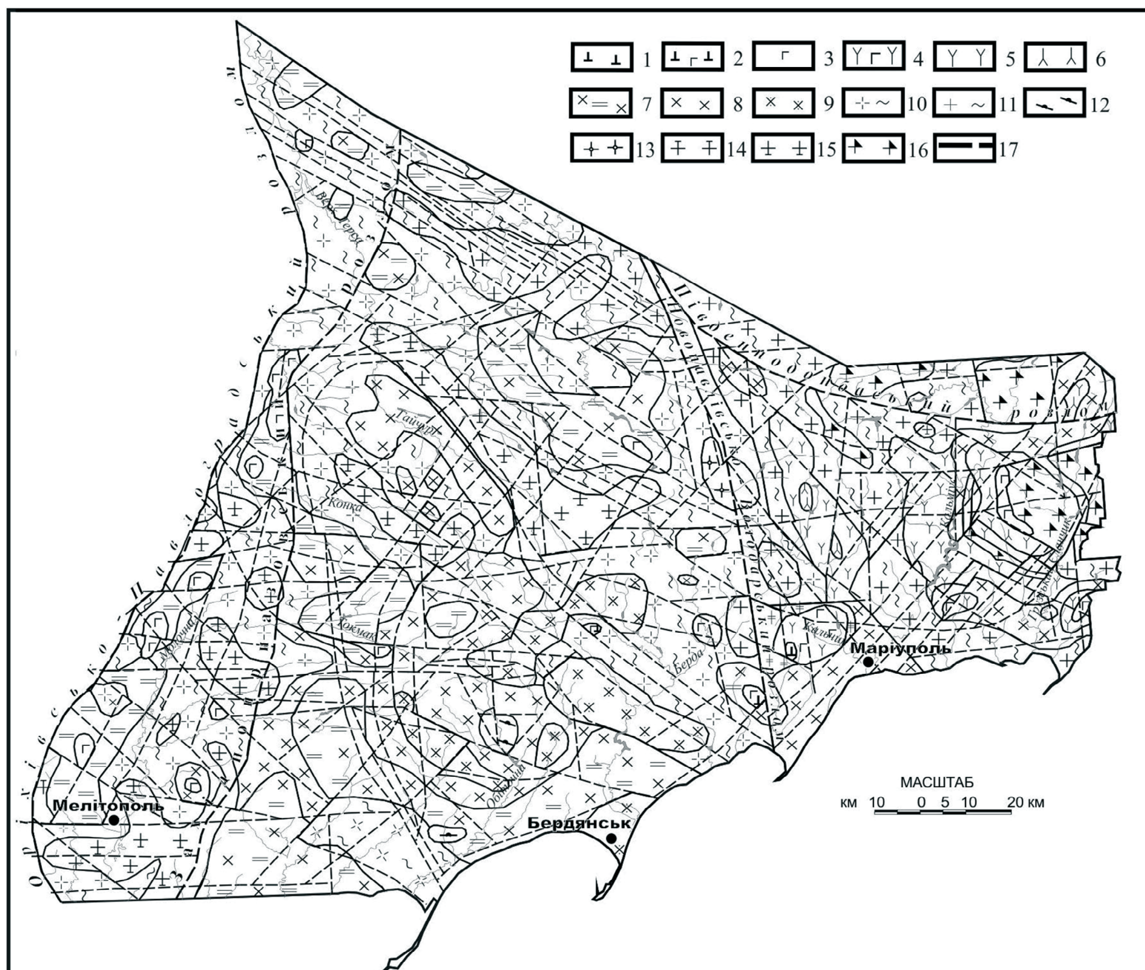


Рис. 2. Схема глибинної будови Приазовського мегаблоку УЩ на зрізі -5 км:
1 – перидотити; 2 – габро-перидотити; 3 – габро, габро-монцоніти, монцоніти; 4 – габро-сієніти; 5 – сієніти, кварцові сієніти; 6 – лужні нефелінові сієніти, сублужні основні та ультраосновні породи: 7 – діафторовані грануліти, діорити; 8 – діорити; 9 – діорити, мігматити діоритового складу діорити; 10 – плагіограніти та плагіомігматити біотитові, біотит-амфіболові; 11 – граніти та мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, граніти та мігматити біотитові та двослюдяні; 12 – габро-піроксеніти, серпентиніти; 13 – граніти біотитові, альбітизовані, мусковітизовані, пегматити, альбітити; 14 – граніти біотитові порфіробластичні, мезо- та меланократові ортитвмісні; 15 – апліто-пегматоїдні граніти, пегматити, граніти біотитові, двослюдяні; 16 – граніти сублужні; 17 – передбачувані розломи за МТЗ-даними та результатами моделювання гравітаційного поля

Висновки. Зіставляючи отримані дані прогнозного складу кори за даними комплексної інтерпретації геолого-геофізичних матеріалів на базі тривимірного щільнісного моделювання з аналогічною типізацією, зробленою авторами роботи [3], можливо відзначити, що перші свідчать про більшу диференціацію верхньої частини кори. Отримана додаткова інформація про диференціацію речовинного складу в межах південно-східної частини УЩ дозволяє по-новому розглянути перспективи пошуків різних типів корисних копалин. Аналіз геологічної будови земної кори на зрізі -5 км дозволяє зробити висновок, що відомі родовища і прояви різноманітних корисних копалин тісно корелюються з певними комплексами порід та глибинними розломами.

Тому рекомендується провести пошуково-оціночні роботи на благородні метали на ділянках розвитку ультрабазитових та ріодацитових формацій, котрі раніше досить повно не вивчались або зовсім не оцінювались. До них відносяться Білозерський ультрабазитовий масив, ультрабазитові масиви та пластоподібні тіла на північному заході Сорокинської зони, контактова зона Білозерської ЗКС з діорит-тоналітовим масивом.

По аналогії з відомими шовними зонами (Східнокарельська, ЦентральноКарельська та Ладозько-Ботнічна зони Балтійського щита, пояси Кейп-Сміт, Томпсон та Гренвіл Канадського щита), котрі характеризуються поліформаційним характером металогенії при тісному просторовому сполученні (поєднанні) самих різних рудноформаційних типів, необхідно визначити рудну спеціалізацію ОПШЗ. В шовних зонах, як правило, встановлюються родовища чорних (залізо, титан, хром), кольорових (мідь, нікель, кобальт, свинець, цинк), рідкісних (цирконій, тантал, ніобій, літій, рубідій, рідкісноземельні елементи) та благородних (золото, платина) металів при провідній ролі сульфідного мідно-нікелевого, титано-магнетитового, хромітового та рідкісноземельного зруденінь.

1. *Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г.* До питання зв'язку розташування корисних копалин з петрологією верхньої мантії (*на прикладі південно-східної частини УЩ*) // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 36–40. 2. *Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г.* Деякі особливості мета-

логенії Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита та її зв'язок з будовою земної кори // Науковий вісник НГУ. – 2005. – № 6. – С. 88–93. 3. *Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В.* Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. – 2007. – Т. 29, № 5. – С. 3–27. 4. *Пігулевський П.Г.* До питання зв'язку петрології нижньої частини земної кори з розташуванням корисних копалин з (на прикладі південно-східної частини УЩ) // Науковий вісник НГУ. – 2008. – № 5. – С. 32–36. 5. *Пігулевський П.Г.* Особливості геологічної будови Приазовського мегаблоку за результатами комплексних геолого-геофізичних досліджень // Науковий вісник НГУ. – 2009. – № 2. – С. 45–51. 6. *Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н.* и др. Ультрабазитовые формации центральной части УЩ. – К., 1979. 7. *Семененко Н.П.* и др. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита. – К., 1982.

Надійшла до редколегії 20.03.11

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 553.611.6:678.744.842

Г. Задвернюк, канд. геол. наук, наук. співроб.,
В. Кадошніков, наук. співроб.,
Б. Злобенко, ст. наук. співроб.

ОСОБЛИВОСТІ ПОГЛИНАННЯ НЕПОЛЯРНИХ ВУГЛЕВОДНІВ ШАРУВАТИМИ СИЛІКАТАМИ У ПРИСУТНОСТІ ВОДИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц., С.Є. Шнюковим)

Досліджено особливості поглинання неполярних вуглеводнів дисперсними шаруватими силікатами у присутності води. Показано, що основними факторами, які визначають поглинання неполярних вуглеводнів є розмір частинок глинистих мінералів і їх природа. Запропоновано механізм поглинання вуглеводнів глинами у присутності води.

The sorbtion peculiarities of nonpolar hydrocarbons by disperse layered silicates in the presence of water are considered. It is shown that size of clay minerals particles and their nature are principal factors determining nonpolar hydrocarbons sorption. The mechanism of nonpolar hydrocarbons sorption by clays in the presence of water is proposed.

Вступ. Постійні забруднення природних вод нафтопродуктами вимагають розробки сучасних методів їх очищення. Для цієї мети широке застосування знаходять природні глинисті мінерали. Використання природних глин у промисловості і у заходах по охороні навколишнього середовища обумовлене їх фізико-хімічними властивостями, які в свою чергу, визначаються будовою глинистої частинки, її розмірами і мінеральним складом.

Відомо, що неполярні вуглеводні [4], адсорбуються, в основному, на зовнішній поверхні глинистих мінералів. Обмінні катіони міжшарового простору і внутрішня киснева поверхня алюмосилікатних шарів не беруть участь у взаємодії шаруваті силікати-неполярні вуглеводні. Активними центрами на зовнішній поверхні глинистих кристалітів можуть бути гідратовані обмінні катіони, поверхневі гідроксили, поверхні зколів, кремній-киснева поверхня, фізично адсорбована вода. Більш активними, на думку авторів [3], є, обмінні катіони і поверхневі гідроксили, менш – кремній-киснева поверхня. Відповідно, базальні грані глинистих кристалітів і простір між ними в мікроагрегатах є енергетично більш вигідними для сорбції неполярних вуглеводнів.

Суттєвим фактором, який обмежує можливість використання природних дисперсних мінералів (глин) для видалення неполярних вуглеводнів є відсутність відомостей про природу взаємодії неполярних вуглеводнів з шаруватими силікатами у присутності води. Робіт, в яких розглядається сорбція неполярних вуглеводнів глинами у присутності води обмаль і вони носять прикладний характер [2; 5].

Мета дослідження. Метою роботи було вивчення поглинання неполярних вуглеводнів дисперсними шаруватими силікатами у присутності води.

Об'єкти дослідження. Для досліджень використано глини 2–5 горизонтів Черкаського родовища. Другий продуктивний горизонт, головним чином, представлений монтморилонітом, вміст якого коливається в межах 70–95 %. У глині присутні зерна кварцу, кальциту, опалу і польового шпату різного розміру, окатанності і степені вивітрювання [8].

Третій горизонт містить до 97 % палигорськіту. У палигорськітовій глині спостерігаються домішки піщаної фракції з вмістом кварцу до 10 %. У глинистій фракції у незначній кількості присутні монтморилоніт, гідрослюда, гідроксиди марганцю. Окремими зернами спостерігаються кальцит, рудні мінерали, зерна теригенного кварцу і польового шпату, амфіболів і деяких акцесорних мінералів.

Четвертий горизонт представлений полімінеральною глиною, яка містить монтморилоніт і палигорськіт у співвідношенні 1:1, розмір частинок яких в 2–4 рази менший, ніж у монтморилоніту і палигорськіту 2-го і 3-го горизонтів відповідно. Глина збагачена піщаними домішками, переважно, кварцового складу. У невеликій кількості присутні гідрослюда, гідроксиди марганцю.

Глиниста фракція 5 горизонту представлена сумішшю монтморилоніту, палигорськіту і гідрослюди. Дисперсність глин п'ятого горизонту доволі висока.

Крім цих глин використовували мономінеральні зразки каолінітів, виділені з каолінів Глухівського, Глуховецького, Просянівського і Володимирівського родовищ, спучені вермикуліт і перліт та ктилоптиноліт Сокирнянського родовища. Як неполярні вуглеводні використовували очищене трансформаторне масло.

Методи досліджень. Мінеральний склад глин визначали за допомогою рентгенівського фазового аналізу і ІЧ-спектроскопії. Вміст органічного вуглецю у глинах оцінювали за методом Тюріна [7].

Для вивчення поглинання неполярних вуглеводнів глинами нами розроблена спеціальна методика. На поверхню води поміщали розраховану кількість трансформаторного масла для створення шару певної товщини. На поверхню масляної плівки наносили розраховану кількість сорбенту. Суміш залишали на 24 години. Після повного освітлення розчину дисперсну фазу відділяли від дисперсного середовища. Отриманий осад сорбенту висушували до постійної маси за температури 105±1ºС. Отриманий зразок подрібнювали до фракції менше 100 мкм і використовували його у подальших дослідах.

Результати досліджень. Вивчення поглинання масла мінералами показало, що кількість поглинених вуглеводнів залежить від товщини їх плівки на поверхні води (рис. 1) і природи сорбенту (табл. 1). Незалежно від природи сорбенту кількість поглиненого масла зростає зі збільшенням товщини шару масла. Для глин Черкаського родовища (рис. 1) за товщини шару до

450 мкм поглинання масла бентонітом більше, ніж глинами, які містять палигорськіт. За товщини шару масла понад 500 мкм, поглинання палигорськітвмістними глинами більше, ніж бентонітовою, що обумовлено пористістю глини, яка пов'язана з безладним розташуванням кристалів палигорськіту в об'ємі глини [1].

Поглинання масла ненабухаючими шаруватими силікатами (гідрослюда, каолініти, вермикуліт), які мають розмір частинок більший, ніж у кристалітів монтморилоніту і палигорськіту Черкаського родовища, вище. Прогрів вермикуліту, який супроводжується спучуванням, приводить до утворення агрегатів шаруватої структури з великою кількістю дефектів у вигляді складок, тріщин і дає можливість отримати сорбент з високою спорідненістю до неполярних вуглеводнів. Спучування вулканічного скла з утворенням глобулярних пористих структур (перліт), хоча і приводить до утворення агрегатів близьких за розміром до вермикуліту, не дає можливості отримати сорбент з високою сорбційною ємністю до вуглеводнів.

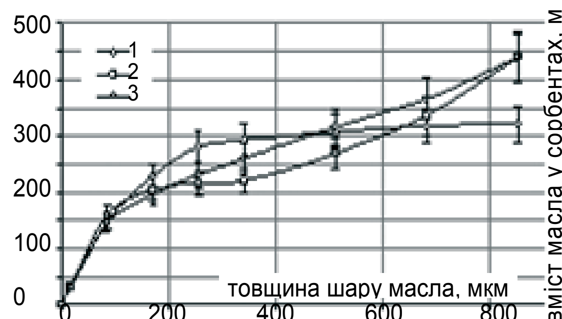


Рис. 1. Залежність поглинання трансформаторного масла глинами Черкаського родовища від товщини шару масла:
1 – бентоніт (2–й горизонт), палигорськітова глина (3–й горизонт), 3 – монтморилоніт-палигорськіт (4–й горизонт)

Аналогічні сорбційні властивості мають частинки ктилоптиноліту, хоча гранули цього сорбенту мають високорозвинену пористу структуру (табл. 1).

Таблиця 1

Поглинання масла сорбентами із водомасляної суміші за товщини шару 250 мкм

№	Назва сорбенту	Розмір частинок, мкм	Питома поверхня, м^2/г	Форма частинок	Форма агрегатів	Вміст масла у сорбентах, мг/г
1	Бентоніт	0,05–0,3	50–80	Лускоподібна	шарувата	280±20
2	Палигорськіт	0,1–0,5	80–100	Голкоподібна	хаотична	220±20
3	Монтморилоніт + палигорськіт (природна суміш)	0,05–0,2	80–120	Луска + голка	Шарувато-хаотична	210±20
4	Гідрослюда	0,2–1,0	30–40	Лускоподібна	Шарувата	310±25
5	Каолініт Глухівський	0,05–0,2	60–80	Лускоподібна	Шарувата	160±15
6	Каолініт Глуховецький	1,0–5,0	5–10	Лускоподібна	Шарувата	435±30
7	Вермикуліт спучений	100–200	-	Лускоподібна	Шарувата	440±30
8	Перліт спучений	100–200	-	Глобулярна	Глобулярна	150±15
9	Цеоліт	100–300	-	-	кутовата	145±15

Вивчення літературних джерел показало [9], що основна кількість гідрофобних центрів у кристалітах глинистих мінералів локалізована на зовнішній поверхні базальних граней. Це дає нам підстави вважати, що поглинання вуглеводнів шаруватими силікатами визначається порами, які знаходяться між базальними гранями суміжних кристалітів у глинистих мікроагрегатах, оскільки кількість гідрофобних центрів на базальних гранях кристалітів глинистих мінералів значно більша, ніж на бокових гранях і зколах. Для перевірки нашого припущення ми підібрали серію мономінеральних зразків каолінітів, які відрізняються розміром частинок (табл. 2).

Досліди показали, що поглинання масла каолінітами визначається розміром частинок і, відповідно, величиною питомої поверхні (рис. 2). На нашу думку, основним фактором, який визначає поглинання вуглеводнів каолінітами є розмір площі базальних граней глинистих частинок.

Вивчення поглинання масла сухими та водонасиченими зразками бентоніту Черкаського родовища та каолініту Глуховецького родовища показало, що насичення глин водою практично не вплинуло на кількість масла, поглиненого сорбентами.

Таблиця 2

Розмір частинок і питома поверхня каолінітів

Назва каолініту	Розмір частинок, мкм	Питома поверхня, м^2/г
Глуховецький	1–5	5–10
Просянівський	1,0–2,0	16–18
Володимирський	0,8–1,5	18–20
Глухівський	0,05–0,1	70–80

Таблиця 3

Поглинання масла глинами з водомасляної суміші за товщини плівки масла 500 мкм

Назва зразка	Поглинання масла глинами з водомасляної плівки товщиною 500 мкм, мг/г	
	Вологий зразок	Сухий зразок
Бентоніт	350±30	300±30
Каолініт Глуховецький	940±40	930±40

Відомо, що сорбція води глинами з насичених водних парів монтморилонітом і каолінітом приводить до капілярної конденсації води в мікро- і перехідних порах глини, з чим пов'язано утворення петлі гістерезису на ізотермах сорбції і десорбції [6]. Ми вважаємо, що у водонасичених глинах мікро- і макропори у агрегатах заповнені водою і недоступні для сорбції вуглеводню.

Зі схеми, запропонованої Лагалі [9] очевидно, що при взаємодії глини з водомасляною сумішшю, вода поглинається мікропорами глинистих агрегатів і макропорами, які утворюються внаслідок їх коагуляції, оскільки основна кількість гідрофільних центрів, а відповідно, гідрофільність глин визначається активними центрами, розташованими, переважно, на ребрах і торцях бокових граней, зколах, кутах кристалітів. Неполярні вуглеводні, переважно, поглинаються мікроагрегатами у порах, розташованими між базальними гранями суміжних кристалітів.

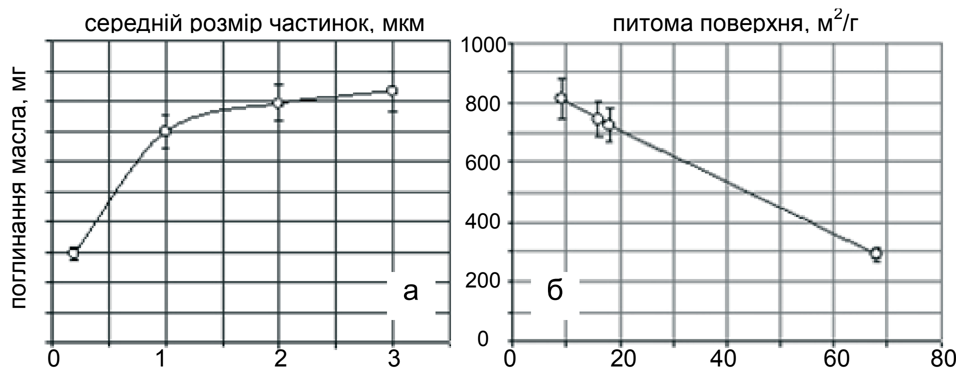


Рис. 2. Залежність поглинання масла: а) від розміру частинок; б) питомої поверхні

Висновки. Поглинання неполярних вуглеводнів глинами у присутності води здійснюється, головним чином, порами і капілярами, розташованими між базальними гранями суміжних кристалітів, а вода заповнює мікропори у глинистих агрегатах і макропори, утворенні внаслідок їх коагуляції. Кількість поглинених вуглеводнів визначається об'ємом пор у мікроагрегатах і, відповідно, залежить від площі базальних граней кристалітів шаруватих силікатів.

Дослідження особливостей поглинання неполярних вуглеводнів шаруватими силікатами дає підстави розглядати глини як перспективний матеріал для зменшення негативних наслідків розливу нафти і нафтопродуктів на поверхні води.

1. *Куковский Е.Г.* Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. – К, 1967. 2. *Мальований М.С, Кріп І.М., Кириченко О.В.* Очищення від нафтопродуктів природними та модифікованими глинистими сорбентами // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2007. – № 4. – С. 61–65. 3. *Муминов С.З., Прибылов А.А., Гулямова Д.Б.* Адсорбція паров бензола на натриевом и пиридиниевом монмориллонитах // Коллоидный журн. – 2007. – Т. 69, № 3. – С. 368–371. 4. *Муминов С.З., Архипов Э.А.* Исследования в областях термодинамики и термохимии на глинистых минералах. – Ташкент, 1987. *5.* Очистка сточных вод от нефтепродуктов с помощью термолизной Веселовской глины / Г.И. *Тарасова, Л.В. Деревянкина, Н.С. Деревянкин, А.И. Затула и др.* // Екологічна безпека: проблеми і шляхи вирішення: Зб. наук. ст. III Між. конф.у 2–х томах, 10–14 вересня 2007, м. Алушта. 2007. – Т. 1. – С. 424–426. 6. *Тарасович Ю.И.* Адсорбция на глинистых минералах / Ю.И. Тарасевич, Ф.Д. Овчаренко. – К., 1975. 7. *Фомин Г.С., Фомин А.Г.* Почва. – М., 2001. 8. Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин / Ф.Д. Овчаренко., Н.Г. Кириченко., А.Б. Островская, М.Г. Довгий та ін. – К., 1996. 9. Handbook of Clay Science / Ed. by F. Bergaya, B.K.G. Theng, G. Lagaly. – Elsevier Ltd., 2006. – V. 1.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 546.432

І. Кураєва, д-р геол. наук, А. Самчук, д-р хім. наук,
О. Яковенко, асп., М. Кисельов, канд. геол.-мінералог. наук,
В. Філатов, канд. техн. наук, Н. Дуброва, мол. наук. співроб., Ю. Войтюк

ГОРЛІВСЬКИЙ ХІМІЧНИЙ ЗАВОД ЯК ВОГНИЩЕ ТЕХНОГЕННОГО НАВАНТАЖЕННЯ НА НАВКОЛИШНЄ СЕРЕДОВИЩЕ

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Досліджено промислові відходи виробництва Горлівського хімічного заводу на вміст елементів-полютантів, а також встановлено закономірності розподілу важких металів у ґрунтах поблизу сховищ відходів.

Regularity of distribution of heavy metals in soils and wastes of Gorlivka Chemical Factory has been investigated.

Вступ. Проблема захисту довкілля є одним з найважливіших завдань сучасності. Викиди промислових підприємств в атмосферу, водойми та ґрунти на сьогоднішньому етапі розвитку досягли таких масштабів, що в деяких районах, особливо в крупних промислових центрах, суттєво перевищують допустимі норми.

На особливу увагу заслуговують підприємства хімічної промисловості, оскільки головною їх особливістю є широке коло задіяної у переробці сировини, специфічність технологічних процесів, величезний перелік виготовленої продукції. Відходи у великих кількостях накопичуються на підприємствах, пов'язаних зі збагаченням і переробкою мінеральної сировини. Для підприємств, які не займаються переробкою хімічної сировини, характерним є відносно малий об'єм утворення специфічних відходів по окремих процесах, що є серйозною перешкодою для їх утилізації. Найважливішим завданням у вивченні забруднення оточуючого середовища токсичними елементами є виявлення просторової структури розподілу осередків забруднення, виявлення джерел небезпечних впливів, розмірів зон їх впливу на населення і оцінка даного впливу [2].

Вихідні передумови. З огляду на скрутну екологічну ситуацію в східному регіоні України необхідним є здійснення моніторингу промислових об'єктів. Саме тому було обрано Горлівський хімічний завод об'єктом даного дослідження. Для оцінки масштабу та характеру забруднення було відібрано проби ґрунту не тільки з поверхні, а й з глибин до 7 м. Порівняно велика глибина відбору зразків ґрунту зумовлена досить потужним накопиченням відходів виробництва на поверхні і можливим проникненням полютантів у нижні ґрунтові горизонти. Так, у монографії "Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины" наведено дані про особливості міграції важких металів та мікроелементів в ґрунтах як промислових об'єктів, так і заповідних територій. Авторами встановлено, що важкі метали концентруються, в основному, в горизонті 0–10 см. Це явище зумовлене зв'язуванням полютантів у гумусовому горизонті і утворенням хелатних комплексів [2]. Отже, дане дослідження також спрямоване на визначення вмісту мікроелементів на більш глибоких горизонтах.

Мета. Встановити хімічний склад ґрунтів під відвалами та вивчити закономірності розподілу токсичних елементів у нижніх горизонтах ґрунтів поблизу сховищ

відходів Горлівського хімічного заводу, а також дати оцінку впливу хімічного виробництва на навколишнє природне середовище.

Об'єкти і методи дослідження. Об'єктами дослідження були ґрунти поблизу заводу та ґрунти, які безпосередньо зайняті промисловими відвалами виробництва Горлівського хімічного заводу.

Для дослідження, відповідно до методики [1], було відібрано проби ґрунту зі свердловин глибиною від 1 до 7 м.

За допомогою системи супутникового зв'язку, з використанням приймача GPS Promark-2 і тахометра SFT 330 R3 виконані маркшейдерські роботи, за результатами яких здійснено підрахунок об'ємів відвалів і площі земельної ділянки, займаної кожним відвалом (рис. 1). Так, об'єм відвалу № 1 становить 211,8 тис $м^3$ і займає площу 3,2 га, а відвалу № 2 – 36,5 тис $м^3$ і 0,9 га відповідно.

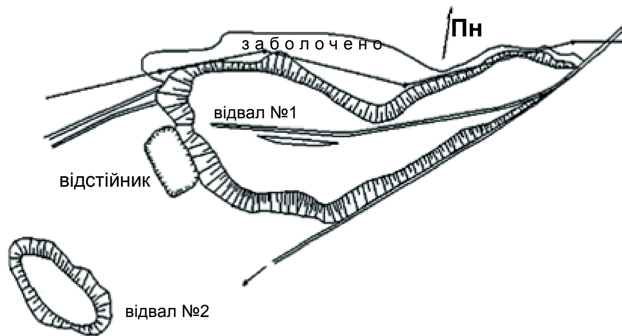


Рис. 1. Схема розташування відвалів Горлівського хімічного заводу (1:2000)

Для оцінки впливу відвалів виробництва на довкілля об'єктом дослідження було обрано місцевість поблизу Горлівського хімзаводу та відвали виробництва даного заводу. Згідно схеми ґрунтового районування України м. Горлівка знаходиться у Донецькій провінції, яка займає 45 % території області. Вона представлена чорноземами звичайними, солонцюватими, піщаними та супіщаними, опідзоленими, типовими. Для м. Горлівки характерні чорноземи звичайні на елювії глинистих сланців.

Як відомо, територія Донецького кам'яновугільного басейну зазнає потужного техногенного навантаження, яке зумовлене високою концентрацією гірничодобувного, промислового і хімічного виробництва. Основна продукція Горлівського хімзаводу – вибухові матеріали та композити, а також хімічні товари народного споживання. За станом на сьогодні виробництво припинено. Завод знаходиться у стадії санації. Відходи хімічного виробництва складовані, у двох відвалах, які представлені відходами технічного сульфату натрію і розташовані за межами території заводу (рис. 1).

У геологічній будові даної ділянки переважають четвертинні і кам'яновугільні відклади. Четвертинні відклади представлені елювіально-делювіальними утвореннями потужністю 0,5 м. Середньокам'яновугільні відкладення представлені світами C_2^2 і C_2^3.

Кам'яновугільні відклади представлені шарами пісковиків, що чергуються між собою, алевролітів, аргілітів, прошарків вапняків і кам'яного вугілля, які виходять на поверхню. Мінімальна глибина розробки – 50 м. Вугільні пласти h_3, h_5, h_6 виходять під наноси на території Горлівського хімзаводу. Потужність пластів складає 0,4–1,1 м. Четвертинні відклади представлені лесоподібними суглинками і глинами із вкрапленнями вапняку. Відклади світи C_2^2 відслонюються в осьовій частині Горлівської антикліналі. Вони утворені скупченнями сланців та пісковиків, що чергуються, і мають потужність 10–20 м. У верхній частині свити – скупчення "софіївських" пісковиків потужністю 120 м. Накопичення пісковиків відбувалося і на початковому етапі формування світи C_2^3, у зв'язку з чим вапняк H_1, що розмежовує світи C_2^3 і C_2^2, відсутній на локальних ділянках. У світі – 5–6 шарів вапняків невеликої потужності. У підошві "софіївських" пісковиків місцями зустрічається вугільний пласт g_3.

Світа C_2^3 в середній частині розрізу представлена алевритовими і глинистими сланцями, а також дрібнозернистими пісковиками. Для неї характерні вапняки H_3, H_4, H_4^1, H_5, H_5^0, H_5^1, H_6 и H_6^1, а також вугільні пласти і прошарки h_3, h_4, h_5, h_6, h_6^1, h_6^2, h_7, h_8, h_{10} і h_{10}^1. Над вапняком H_5^0 залягає скупчення глинистих сланців потужністю 40 м. Закінчується розріз потужним скупченням (100–130 м) "курганських" пісковиків.

Результати і обговорення. Проведено дослідження проб грунтів, які зайняті відвалами, на вміст важких металів (табл. 1).

Таблиця 1

Вміст металів у відвалах Горлівського хімічного заводу, мг/кг

№	Точка відбору	Mn	Ni	Co	V	Cr	Cu	Pb	Zn	As	Ba	P
1	Г-II-12–00	300	30	200	20	80	1000	1000	3000	1000	8000	-
2	Г-II-05–00	300	40	4	~200	60	300	~200	100	100	1000	300
3	Г-II-25–00	500	20	20	50	40	200	~200	800	100	3000	500
4	Г-1–13–00	300	~20	6	60	60	-100	60	100	100	600	600
5	Г-I-25–00	1000	40	6	80	60	100	150	100	100	1000	600
6	Г-I-02–00	~100	20	3	30	6000	80	100	-	-	300	-
7	Г-I-17–00	300	-20	20	10	40	200	~100	300	-	300	600
8	Г-i-05–00	80	60	2	30	4000	250	20	-	-	300	-
9	Г-II-06–00	300	50	5	~300	6000	300	~300	1500	-	2000	600
10	Г-II-03–00	200	40	8	100	3000	600	200	-1000	300	600	300
11	Г-II-20–00	~300	~30	60	8	40	800	2000	2000	300	8000	-
12	Г-II-07–00	400	20	20	30	-80	800	100	1000	-	1000	500
13	Г-II-16–00	400	30	40	30	600	600	100	1500	-	3000	500
14	Г-II-06–00	80	10	60	8	50	800	1000	2000	400	8000	300
15	Г-II-18–00	~100	8	20	~10	-300	1000	100	~1000	100	100	300
16	Г-II-19–00	150	8	30	20	40	~400	300	2000	200	1000	300
17	Г-I-16–00	2000	~1000	30	30	6000	400	50	~1000	-	300	100
18	Г-II-15–00	400	100	10	20	100	~400	-200	200	100	500	500
19	Г-I-01–00	60	-30	2	10	~20	~80	40	-	-	300	-
20	Г-I-18–00	100	30	10	40	~6000	200	~100	100	-	400	-
21	Г-II-13–00	150	30	100	30	80	800	~500	3000	300	3000	300
22	Г-I-04–00	~100	30	5	30	4000	60	20	-	-	200	-
23	Г-II-23–00	200	20	20	10	100	300	40	800	100	1000	500

№	Точка відбору	Mn	Ni	Co	V	Cr	Cu	Pb	Zn	As	Ba	P
24	Г-І-19–00	300	20	10	20	60	100	~80	400	300	400	600
25	Г-І-07–00	200	~20	10	-20	~60	200	200	600	200	400	800
26	Г-І-21–00	~200	20	~10	-50	~50	~200	~100	400	-	600	300
27	Г-ІІ-26–00	200	~20	50	20	40	800	~100	800	-	1000	500
28	без ном.	150	~20	20	20	2000	400	200	800	-	1000	-
29	Г-ІІ-22–00	80	8	80	8	10	800	2000	-2000	800	6000	-
30	Г-ІІ-21–00	~300	60	30	-50	8000	400	100	800	-	1000	-
31	Г-ІІ-09–00	~100	40	30	20	~80	600	500	3000	<100	1000	-
32	Г-І-21–00	800	30	10	60	60	200	50	400	-	800	100
33	Г-ІІ-24–00	50	8	80	10	10	500	300	-2000	~100	1000	-
34	Г-ІІ-29–00	100	20	8	40	40	100	30	100	-	300	500
35	Г-ІІ-15–00	~100	20	200	20	6000	800	200	600	400	100	-
36	Г-І-26–00	~300	~30	8	30	40	100	30	100	-	500	500
37	Г-ІІ-02–00	100	60	~10	60	8000	500	200	600	-	1000	-
38	Г-І-20–00	200	~20	6	30	40	200	50	500	-	1500	500
39	Г-1–10–00	400	20	~10	~20	~100	500	-1000	800	-	1000	-
40	Г-П-17–00	300	8	5	4	50	30	10	-	-	300	-
41	Г-И-24–00	80	8	80	~10	10	500	500	~2000	100	6000	-
42	Г-1–12–00	100	30	5	30	~5000	300	2000	500	400	500	
43	Г-1–21–00	100	40	30	~50	6000	300	100	200	-	1000	200
44	Г-П-03–00	100	60	100	8–0	3000	~800	1000	1000	500	300	300
45	Г-И-01–00	80	50	3	40	5000	100	20	20	-	200	-
46	Г-П-11–00	100	10	20	~30	40	800	600	3000	-	1000	300
47	Г-1–28–00	300	20	10	30	30	80	30	200	-	500	300

Г – Горлівський хімзавод; I,II – номери відвалів; 12 – точка відбору проби; 00 – глибина

В результаті дослідження (табл. 1) встановлено, що із всього комплексу токсичних речовин 1–го, 2–го і 3–го класів небезпеки у відвалах помічені підвищені концентрації свинцю, цинку, миш'яку, барію.

Так, вміст свинцю перевищує ГДК у 100 разів. Максимальний вміст спостерігається в точках №№ 20, 22. Вміст цинку перевищує ГДК у 130 разів. Максимальний вміст відзначено в точках №№ 11, 24, 9, 22, 12 (2000–3000 мг/кг) відвалу № 2. У відвалі № 1 максимальні значення (1000–1500 мг/кг) відзначено лише в 2–х точках: № 3 і № 6. Високий вміст цинку характерний для західної частини відвалу № 2. Вміст миш'яку у відвалах перевищує ГДК у 333 рази. Максимальне значення спостерігається в точці № 12 відвалу № 2 – 1000 мг/кг.

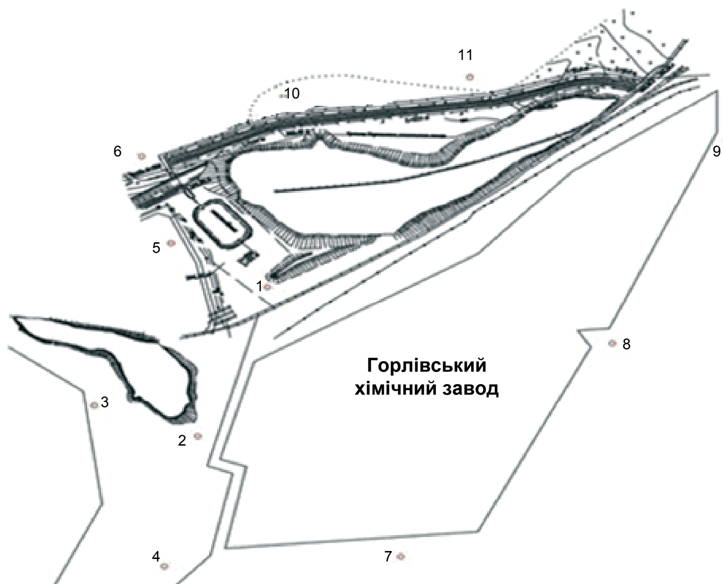


Рис. 2. Схема розташування свердловин

Необхідно відзначити, що ореоли поширення максимальних концентрацій важких металів приурочені, в основному, до центральної і південно-західної частин відвалів за напрямком складування відходів.

Після дослідження ґрунтів під відвалами необхідно дати відповідну оцінку Горлівському хімічному заводові як забруднювачеві прилеглої території.

Варто зазначити, що у зв'язку з банкрутством Горлівського хімзаводу, а також з припиненням функціонування на заводі всі відомчі матеріали, що мали відношення до характеристики промвідходів, обліку дренажних і каналізаційних систем в районі відвалів, режиму їх роботи, наявності контролюючих спостережних свердловин втрачені.

Отже, для визначення впливу відвалів на довкілля існуючих оглядових свердловин недостатньо. Тому за допомогою еколого-аналітичного центру здійснено буріння ряду свердловин для екологічної розвідки. Всього пробурено 12 свердловин (рис. 2).

Діаметр свердловин у наносах – 70 мм, а в материнській породі – 32 мм. Глибина свердловин 1,5–7 м. Під час буріння свердловин було відібрано проби з таких глибин: 0,5; 1,0; 1,5; 3,0; 5,0 і 7,0 м і проведено їх дослідження на вміст важких металів (табл. 2).

З результатів дослідження випливає. що найбільший вміст свинцю 4000 мг/кг характерний для свердло-

вини № 1 (1,5–7,0 м); миш'яку – 200–1500 мг/кг для свердловин № 0, 1, 8 (1–5,0 м); цинку – 300–2000 мг/кг для свердловин № 1, 3, 6, 8; кадмію – 20–50 мг/кг (0,5–5,0 м). Тобто, найбільший рівень забруднення характерний для південно-західної частини відвалу № 1 та південної частини безпосередньо території підприємства. Дане явище зумовлене характерним зниженням рельєфу у південному напрямку.

Таблиця 2

Вміст важких металів у чорноземі звичайному, мг/кг (– – вміст не визначався)

№ з/п	№ проби	Н, см	S	Pb	As	Zn	Cd
1	00	0,5	165800	50	100	< 20	10
2	02	0,5	6700	400	< 100	1500	20
3	03	0,5	15600	400	< 100	500	< 10
4	08	0,5	2400	1000	~ 100	300	10
5	04	0,5	13000	100	–	20	30
6	06	0,5	800	100	< 100	2000	50
7	07	0,5	1900	200	200	30	< 10
8	09	0,5	500	300	< 100	100	30
9	10	0,5	–	60	< 100	30	10
10	05	0,5	–	100	–	20	10
11	11	0,5	200	100	< 100	30	20
12	01	0,5	168700	300	100	–	–
13	06	1,0	1500	50	–	300	30
14	01	1,0	193800	3000	500	~ 1000	10
15	10	1,5	200	10	–	~ 20	30
16	11	1,5	800	50	~ 100	~ 20	20
17	08	1,5	200	400	200	< 20	10
18	04	1,5	400	30	–	30	10
19	02	1,5	2200	100	–	60	10
20	01	1,5	151800	4000	–	1000	20
21	05	1,5	10300	20	~ 100	< 20	01
22	03	1,5	600	350	~ 100	600	40
23	07	1,5	1500	60	100	< 20	~ 10
24	09	1,5	400	200	–	60	< 10
25	10	3,0	700	400	200	< 20	10
26	07	3,0	2200	~ 200	100	~ 100	< 10
27	11	3,0	300	~ 100	–	60	~ 10
28	08	3,0	500	200	–	30	~ 10
29	09	3,0	300	200	–	20	~ 10
30	00	5,0	47300	10	300	< 20	15
31	03	5,0	6500	~ 100	–	30	20
32	01	5,0	48200	4000	1500	~ 1000	30
33	07	5,0	900	50	< 100	100	~ 10
34	01	7,0	23700	1000	200	300	~ 20

Висновки. В результаті досліджень встановлено, що вміст важких металів у відвалах Горлівського хімічного заводу значно перевищує ГДК.

Виявлено, що важкі метали проникають на значні глибини, що зумовлено особливістю геологічної будови та величезним за обсягом накопиченням відходів на поверхні. Метою подальших досліджень буде визначення вмісту важких металів в ґрунтових водах поблизу заводу.

Без вживання необхідних заходів по утилізації відходів або спеціальних інженерних заходів, які виключатимуть надходження забруднюючих речовин в геологічне середовище і в атмосферу, прилегла до Горлівського хімічного заводу територія може перетворитися на зону техногенного апокаліпсису.

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. – М, 1970. 2. *Жовинский Э.Я, Кураева И.В.* Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины. – К., 2002.

Надійшла до редколегії 28.05.09

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 55

Статті подано в авторській редакції.

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"



**Підписано до друку 21.07.11. Формат 60х84[1/8]. Вид. № Гл4. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 10. Обл.-вид. арк. 9,8. Зам. № 211–5748.**

**Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; (38044) 239 31 58; факс (38044) 239 31 28
E-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua
WWW: http://vpc.univ.kiev.ua**